

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Bc. Matěj Švec

VÝVOJ LEDOPÁDU V LABSKÉ ROKLI V OBDOBÍ 2014–2016
EVOLUTION OF ICEFALL IN LABSKÁ ROKLE RAVINE DURING
2014–2016

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Zbyněk Engel, Ph.D.

Špindlerův Mlýn 2016



„Žádné problémy se nevyřeší uložením k ledu.“

Winston Churchill

Zadání diplomové práce

Téma práce: Vývoj ledopádů v Labském dole

Cíle práce:

Charakterizovat ledopád v Labské rokli z hlediska jeho morfologie a typů ledových struktur. Popsat jeho vývoj v průběhu zimní sezóny a analyzovat vliv teploty vzduchu, relativní vlhkosti vzduchu, úhrnu srážek, výšky sněhové pokrývky, globálního záření a trvání slunečního svitu na růst a úbytek ledu. Porovnat dosažené výsledky s obecnými poznatky o vývoji ledopádů.

Použit pracovní metody, zájmové území, datové zdroje:

Použité pracovní metody: literární rešerše, denní fotografické snímání ledopádu pomocí fotopasti, týdenní referenční snímání pomocí digitálního fotoaparátu, měření pomocí laserového 3D skeneru, vyhodnocení plošných a objemových změn, interpretace vývoje ze získané série fotografií, statistická analýza získaných dat

Datové zdroje: série fotografií ledopádu za zimní sezóny 2014/15 a 2015/16, 3D skeny ledopádu, teploty z teplotních čidel v pod ledopádem a v Labské rokli, průměrná denní meteorologická data ČHMÚ z Labské boudy za zimní sezóny 2014/15 a 2015/16, digitální model terénu 2012 Správa KRNP, ortofoto 2012 Správa KRNP

Zájmové území: Labská rokle

Datum zadání: 19.12 2014

Podpis studenta

Podpis vedoucího práce

Podpis vedoucího katedry

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

Ve Špindlerově Mlýně 15. 8. 2016

bc. Matěj Švec

Poděkování

Děkuji RNDr. Zbyňku Engelovi, Ph.D. za odborné vedení práce, konstruktivní připomínky a pomoc při získávání dat 3D skenerem. Děkuji také Správě krkonošského národního parku za poskytnutí datových souborů a za umožnění výzkumu v chráněné zóně. Díky Kubovy a Barče za pomoc se správou záznamových zařízení a celé rodině za podporu a důvěru. Děkuju Markét za pomoc a radost během celého studia.

Abstrakt

Hlavním cílem této práce je charakterizovat ledopád v Labské rokli z hlediska jeho morfologie a typů ledových struktur. Popsat jeho vývoj v průběhu zimní sezóny a analyzovat vliv meteorologických faktorů. Pomocí sekvenčního fotografování a měření 3D skenerem během zimních sezón 2014/15 a 2015/16 byly získány hodnoty objemů ledopádu, které byly srovnány s daty z teplotních čidel pod ledopádem a v jeho blízkosti. Srovnání proběhlo také s daty z meteorologické stanice Labská bouda. Sledovaný ledopád vykazoval v první části svého vývoje velmi rychlý růst, následovaný stabilní fází, typickou malými výkyvy a reakcemi na okolní podněty. V třetí fázi docházelo k rychlému úbytku jak epizodními událostmi, kdy se uvolnil větší kus ledu, tak postupným táním. Z hlediska faktorů ovlivňující objem ledopádu se potvrdil velmi výrazný vliv teploty. Úzká spojitost byla nalezena mezi objemem ledu a výškou sněhové pokrývky. Ukázalo se, že vyšší výška sněhu umožňuje oddálení stabilní fáze a tedy větší akumulace ledu. V úbytkové fázi byl velmi patrný vliv globálního záření a trvání slunečního svitu, který pravděpodobně zesilovala žulová stěna akumulací přijatého tepla. Zároveň se také potvrdil předpoklad volně visícího ledu, jako nejméně stabilní struktury. Naopak nejdéle se udržel položený led. Kromě zásadního vlivu výšky sněhové pokrývky práce potvrzuje dosavadní výsledky vývoje ledopádů.

Klíčová slova: Ledopád, klimatické faktory, změny objemu ledu, Labská rokle, Labský důl, Krkonoše

Abstract

The objective of this thesis is to characterize the Labská rokle creek icefall in terms of its morphology and types of ice structures. It describes the icefall's development during the winter season and analyses the impact of meteorological factors. The data about the icefall's volume were collected via sequential photographing and 3D scanner measuring during the winter seasons 2014/15 and 2015/16. The collected data were compared with the data from temperature sensors situated below the icefall and in its close proximity and with the data from the meteorological station in Labská bouda hut. The given icefall showed a very fast growth in the first phase of its development. This phase was followed by a typically stable phase of small fluctuations and subtle reactions to surrounding stimuli. In the third phase, a rapid decline in volume occurred as a result of either episodic events, such as when a larger piece of ice came loose, or progressive thawing. Regarding the factors, it was confirmed that temperature had the biggest impact on the volume of the icefall. A very high correlation was also found to be between the icefall's volume and the height of snow. A bigger snow height apparently puts off the stable phase and allows a greater accumulation of ice. The impact of global radiation and sunlight was very noticeable in the decrement stage and was presumably amplified by the granite wall which accumulated the heat. The assumption that loosely hanging ice would be the least stable structure has proven correct. Contrarily, the lying ice persisted the longest. Besides confirming that the height of snow has a major impact on the development of an icefall, this study also corroborates the results of previous studies about the development of icefalls.

Key words: Icefall, ice cascade, frozen waterfall, microclimatic factors, changes of an icefall's volume, the Labský důl valley, the Labská rokle ravine, the Krkonoše mountains

Obsah

Obsah	8
Seznam obrázků	10
Seznam tabulek	11
1. ÚVOD.....	12
2. LEDOPÁDY	14
2.1. Definice ledopádu a publikované studie.....	14
2. 2. Typy ledopádů a jejich specifika	15
2.2.1. Morfologie ledopádů	15
2.2.2. Tvary ledopádu	20
2.3. Led v ledopádech.....	22
2.3.2. Fáze vzniku ledu	22
2.3.3. Typy ledu v ledopádech.....	23
2.4. Vývoj ledopádu.....	29
3. METODY	33
3.1. Fotopast PSL1008 - IR.....	33
3.2. 3D scanner FARO Focus3D X 130 HDR.....	35
3.3. Teplotní data v Labské rokli	35
3.4. Meteorologická data.....	36
3.5. Zpracování dat	36
4. LOKALITA LABSKÁ ROKLE	41
4.1. Geologie.....	41
4.2. Reliéf.....	42
4.3. Půdní typy a vegetace.....	45
4.4. Hydrologie.....	45
4.5. Klima a sněhové podmínky	46
5. VÝSLEDKY	47

5.1. Morfologie studovaného ledopádu v Labské rokli	47
5.2. Vývoj ledopádu v Labské rokli 2014/2015	50
5.3. Vývoj ledopádu v Labské rokli 2015/2016	54
5.4. Vývoj klimatických podmínek	56
5.4.1. Teplota	56
5.4.2. Srážky a sněhová pokrývka	63
5.4.3. Globální záření a trvání slunečního svitu	66
5.4.4. Vlhkost vzduchu	68
5.5. Reakce dílčích struktur ledu na vnější faktory	69
5.6. Korelační analýza	69
5.6.1. Korelační analýza dat v zimní sezóně 2015/16	70
5.6.2. Korelační analýza v období hlavního růstu ledopádu	71
6. DISKUSE	74
6.1. Růst ledopádu	74
6.2. Úbytek ledopádu	74
6.3. Vliv klimatických faktorů na změnu objemu ledu	76
6.3.1. Teplota	76
6.3.2. Srážky a sněhová pokrývka	77
6.3.3. Globální záření a trvání slunečního svitu	78
6.3.4. Vliv vlhkosti na objem ledopádu	79
6.3.5. Další možné faktory ovlivňující ledopád	79
7. ZÁVĚR	81
8. ZDROJE	83
8.1. Literatura	83
8.2. Elektronické informační zdroje	90
8.3. Datové zdroje	92
Seznam příloh	93

Seznam obrázků

Obr. č. 1: Zmrzlý Labský vodopád	17
Obr. č. 2: Ledopád v pravé části Labské rokle; 10 m od Labského vodopádu.....	18
Obr. č. 3: Ledopád vzniklý akrecí vodních kapiček; Lillooet, , Kanada	18
Obr. č. 4: Typy ledopádů na základě sklonu a tvaru	20
Obr. č. 5: Ledové útvary	21
Obr. č. 6: Schematický obrázek svislého průřezu rostoucího rampouchu	25
Obr. č. 7: Průřez rampouchem pod UV světlem.....	26
Obr. č. 8: Obrázek ledu vzniklého akrecí	27
Obr. č. 9: Srovnání ledu vzniklého postupným narůstáním.....	27
Obr. č. 10: Led vzniklý přeměnou sněhu;.....	28
Obr. č. 11: Led vzniklý opětovným zmrznutím;.....	29
Obr. č. 12: Rychlost vytváření rampouchu v závislosti na teplotě a průtoku vody	30
Obr. č. 13: Schéma modelu tvorby ledopádu, kde.....	31
Obr. č. 14: Srovnání různých modelů vývoje ledopádu (GAUTHIER, F., 2015b)	32
Obr. č. 15: Přístrojové vybavení (rozdílné měřítko), zleva fotopast Model PSL1008 - IR, 3D scanner Focus3D X 130 HDR.....	34
Obr. č. 16: Umístění přístrojů v Labské rokli	34
Obr. č. 17: Měření objemu pomocí 3D scanner Focus3D X 130 HDR.....	35
Obr. č. 18: Srovnání výchozí fotografie a získaného vektorového snímky	37
Obr. č. 19: Rozdělení ledopádu na segmenty pro výpočet obsahu ledopádu z neúplných snímků.....	38
Obr. č. 20: Rozložení ledopádu v Labském dole.....	43
Obr. č. 21: Bližší pohled na Labskou rokli a okolí	44
Obr. č. 22: Rozměry jednotlivých částí ledopádu v Labské rokli	49
Obr. č. 23: Vývoj objemu ledopádu a teplot v zimě 2014/2015	51
Obr. č. 24: Vývoj objemu ledopádu a srážek v zimě 2014/2015.....	52
Obr. č. 25: Vývoj objemu ledopádu a výšky sněhu v zimě 2014/2015	52
Obr. č. 26: Vývoj objemu ledopádu a globálního záření v zimě 2014/2015	53
Obr. č. 27: Vývoj objemu ledopádu a trvání slunečního svitu v zimě 2014/2015	53

Obr. č. 28: Vývoj objemu ledopádu a vlhkosti v zimě 2014/2015	54
Obr. č. 29: Záznam zhroucení části ledové stěny v Labské rokli v březnu 2016.	55
Obr. č. 30: Cyklická tvorba rampouchů 6.–8. 3. 2016	57
Obr. č. 31: Vývoj objemu ledopádu a teplot v průběhu zimy 2015/2016	59
Obr. č. 32: Denní změna objemu ledopádu a průměrná denní teplota	60
Obr. č. 33: Srovnání dat z Labské boudy a z dataloggeru v Labské rokli	61
Obr. č. 34: Vývoj objemu ledopádu a předpověď relativního objemu dle <i>freezing potential</i>	62
Obr. č. 35: Rozdíl teplot vzduchu, ledu a prostoru pod ledopádem v zimní sezóně 2014/2015.	63
Obr. č. 36: Vývoj objemu ledopádu a srážek v zimě 2015/ 2016.....	64
Obr. č. 37: Porovnání výšky sněhu o objemu ledopádu v LR v zimě 2015/2016.	65
Obr. č. 38 Porovnání vlivu výšky sněhu na ledopád mezi zimními sezónami 2014/15 a 2015/16.....	66
Obr. č. 39: Objem ledopádu v Labské rokli a chod globálního záření v zimě 2015/2016.	67
Obr. č. 40: Objem ledopádu a doba trvání slunečního svitu za den v zimě 2015/2016	68
Obr. č. 41: Sezónní chod vlhkosti vzduchu a objem ledopádu v Labské rokli.....	69
Obr. č. 42: Zabarvení ledopádu nestabilní půdou; pravý břeh Labské rokli.....	80

Seznam tabulek

Tab. č. 1: Srovnání hustoty a pórovitosti jednotlivých typů ledu	24
Tab. č. 2: Spearmanovy korelační koeficienty mezi jednotlivými parametry a jejich příslušné p-hodnoty z dat od 21. 11. 2015–30. 4. 2016	71
Tab. č. 3: Spearmanovy korelační koeficienty mezi jednotlivými parametry a jejich příslušné p-hodnoty v období hlavního růstu ledopádu mezi 25. 12. 2014–27. 1. 2015 ..	72
Tab. č. 4: Spearmanovy korelační koeficienty mezi jednotlivými parametry a jejich příslušné p-hodnoty v období hlavního růstu ledopádu mezi 1. 1.–20. 2. 2016	73

1. Úvod

Ledopád, ledová stěna, či ledová kaskáda, to všechno jsou názvy pro jeden geomorfologický tvar vznikající v zimním období na skalních stěnách. Ledopád se formuje postupně, v měřítku dní až týdnů, a podílí se na něm celá řada procesů. I přesto, že je ledopád jen periodicky se vyskytujícím tvarem, lokality výskytu se nemění. V rámci vývoje ledopádu se na růstu, či úbytku podílí řada faktorů. Největší vliv má pravděpodobně teplota, která přímo ovlivňuje základní procesy tání, nebo mrznutí. Z dosavadního pozorování však vyplývá, že není jediným činitelem, který na ledopád působí (MONTAGNAT M., 2010; GAUTHIER, F., 2008, 2010; MAIR, J., 2008). Tato diplomová práce má za cíl zdokumentovat ledopád v Labské rokli od jeho vzniku, přes vývoj v průběhu zimy až po roztátí. Dalším záměrem je pokusit se o vysvětlení vlivu vybraných faktorů, jako je chod teploty, vliv oslunění a globálního záření, či výšky sněhové pokrývky. Vzhledem k téměř chybějící české literatuře je významná část práce věnována rešerši, která seskupuje dosavadní znalosti a sjednocuje použitou terminologii. Jen díky jasně definovaným pojmům mohou být výsledky a diskuze jednoznačně prezentovány. Dalším cílem je také podrobně charakterizovat ledopád v Labské rokli, popsat jeho morfologii a porovnat stabilitu jednotlivých typů ledových struktur. Výzkum nepřímo navazuje na bakalářskou práci Ledopády v Krkonoších (ŠVEC M., 2014), která se zaměřovala zejména na lokalizaci a stručný popis ledopádů.

V Labské rokli v Krkonoších byly nainstalovány dva fotoaparáty, aby snímaly vývoj v průběhu zim 2014/15 a 2015/16. Ze série fotografií byly získány údaje o počtu pixelů, které zaujímal ledopád na snímku. Následně byly tyto hodnoty aproximovány na objem pomocí dat z měření 3D skenerem. Výsledná data byla porovnána s daty z 300 m vzdálené meteorologické stanice Labská bouda. Další data o teplotě byla získána také z těsné blízkosti ledopádu. Jedno teplotní čidlo bylo umístěno v místě fotopasti a druhé přímo na skále pod ledovým krytem.

Téma ledopádů v české literatuře téměř chybí, nicméně ani ve světě mu není věnována velká pozornost. Důvodem pro tento fakt může být chápání ledopádu jako dočasného tvaru s malým vlivem na okolí. Působení ledopádů na krajinu však není zanedbatelné. F. Gauthier (2013c) zmiňuje existenci ledopádů, které mají objem v řádu tisíců m³ ledu, které mohou mít již velmi značný dopad na blízké okolí. Jedná se zejména o erozní vliv ledopádu a doposud nespecifikovaný vliv na mikroklima. Ledopády mohou

také komplikovat dopravu. V horských oblastech, kde bylo nutné silnici vytvořit zásahem do svahu, se v zimních měsících často vytváří ledové útvary (GAUTHIER F., 2008). V Krkonoších je takovým místem například úsek mezi Vrchlabím a Špindlerovým Mlýnem, kde byly mezi lety 2013/2014 provedeny sanační práce. Výsledkem je reliéf, který má větší potenciál pro tvorbu ledopádů. V případě zimy s výskytem většího objemu ledu, zde může být situace velmi nebezpečná. Díky lepším znalostem o tvorbě ledopádu bude možné zmíněné události lépe předpovídat a zamezit jim. V neposlední řadě je zde možnost využití poznatků z této práce pro horolezeckou veřejnost. Podle dostupných zdrojů bylo v Alpách mezi lety 2000–2006 hospitalizováno 148 lidí, z toho 22 zemřelo (WEISS J., 2011). V severní Americe se jedná dokonce o 40–80 úrazů ročně (GAUTHIER F., ALLARD M., HÉTU B., 2015). Více než 50 % všech nehod zapříčiní špatný odhad stability ledopádu (SCHÖFFL V., a kol., 2009). Přímou v Krkonoších bylo podle údajů Horské služby hospitalizováno 8 osob během let 2011–2016. Pochopení vývoje a zániku ledopádu může přispět k lepšímu odhadu podmínek pro lezení a minimalizaci možných rizik.

2. Ledopády

Rešeršní část obsahuje souhrn dosavadních poznatků o ledopádech. Kromě informací o vývoji ledu a ledopádů je důraz kladen specifikaci jednotlivých typů ledu a ledopádů a jejich reakcím na různé meteorologické faktory.

2.1. Definice ledopádu a publikované studie

Pod pojmem ledopád jsou v této práci vnímány nestálé ledové struktury tvořené zmrzlou vodou skapávající po strmé skále (MONTAGNAT M., 2010), který je rozlišován od zmrzlého vodopádu (viz 2.2.1). Obecně je definice ledopádu velmi variabilní. Podle Webstrovy encyklopedie je to například „zmrzlý vodopád, nebo jemu podobná zmrzlá masa ledu“ (GOVE, P. B. 1986). Ve studii UIAGM A. Bianchi (2004) chápe ledopád jako zmrzlý vodopád, nebo takzvaný "ledopád duchů", čímž upozorňuje na chybějící kontinuální proud vody. V pracích F. Gauthiera (2008) a J. Maira (2008) se objevují i jiné názvy, např. ledová stěna, ledová kaskáda, ledový krunýř, nicméně zachovávají převládající trend o nestálé ledové struktuře vyživované nestálým proudem vody. Pojem ledopád (angl. icefall) je běžně používán i v lezecké komunitě. V anglicky psané literatuře se používají označení- icefall, ice cascade, ice wall.

Velmi zavádějící jsou definice ledopádů ve výkladových slovnících a encyklopediích. Problematický je právě pojem „icefall“, který se stejně jako v češtině „ledopád“ užívá v glaciologii zároveň pro označení strmé části ledovce, kde dochází k rozlámání ledu na seraky¹ (NYE J. F., 1959; YOUNG G.J., 1981; ANIYA a kol., 1988). Problém nedostatečného rozsahu pojmu a ignorování ledopádu jako občasné ledové struktury není pouze v encyklopediích všeobecných (Encyclopædia Britannica, 2016; Wikipedia.org, 2016; MACDONALD A., M. 1977; Všeobecná encyklopedie v osmi svazcích, 1999), ale i čistě vědeckých se zaměřením na geomorfologii, nebo glaciologii. (GOUDIE A., 2004; SINGH V., a kol. 1968; DAVIS W. M., 1912; WOOLDRIDGE, S. W.; MORGAN, R. S. 1959). Jediná nalezená výjimka je zmíněná Webstrova encyklopedie, která kromě ledopádu na ledovci bere v potaz i ledopád na skalní stěně (GOVE, P. B. 1986).

¹ Serak je blok nebo pilíř ledovcového ledu. Obvykle mají velikost několika metrů i nebo větší (POST A., LACHAPPELLE, E., R. 2000)

Výzkumu ledopádu předcházely podrobné studie rampouchů, které popsaly základní principy vzniku převislého typu ledu (MAENO N. a kol., 1994a; MAENO a kol., 1994b; MAKKONEN L., 1988; OGAWA N., FURUKAWA Y. 2002; UENO K. 2000, 2003, 2007; SZILDER K. LOZOWSKI E. P. 1994, 2000). V odborné literatuře je tématu ledopádů věnována poměrně malá pozornost, nicméně v poslední době se objevily první články i v recenzovaných časopisech (MONTAGNAT M. a kol., 2010; WEISS J. 2011; GAUTHIER F., , 2013a, 2013b, 2013c, 2015b). Pro tuto diplomovou práci byly velmi přínosné závěrečné práce J. Maira (2008) a F. Gauthiera (2008, 2015a). Právě disertační práce F. Gauthiera (2015a) patří k nejucelenějším publikacím s tématem ledopádů. Další poznatky z oblasti ledopádů byly seskupeny horolezeckou komunitou. Texty jsou často na pomezí mezi vědeckou a populárně naučnou literaturou, nicméně obsahují řadu užitečných informací (BIANCHI A., 2004; GADD W., 2003; CHOUINARD Y., 1978; ENG R., C., 2010; MILLER F., P., VANDOME A., F., MCBREWSTE J., 2010).

Z česky psaných publikací se ledopádům věnovala pouze bakalářská práce o ledopádech v Krkonoších (ŠVEC M., 2014), na kterou tato práce nepřímo navazuje. Druhotně se ledopády zabýval ještě J. Halda, a kol. (2011), který je studoval z hlediska výskytu lišejníků. Z populárně naučné literatury je třeba zmínit knihu Ledové Čechy (MIKULÁŠEK R., 2010), která popisuje ledové útvary tvořící se na našem území.

2. 2. Typy ledopádů a jejich specifika

Často již v samotných definicích nacházíme tendence vyčlenit ledopády na jednotlivé typy z důvodu jejich odlišných způsobů tvoření a jejich vlastností. Ledopády lze rozdělit z hydrologického hlediska, podle sklonu a podle tvaru.

2.2.1. Morfologie ledopádů

Nejčastější problém rozdělení ledopádů je rozlišení zmrzlého vodopádu a ledopádu, který vzniká na skalních stěnách na nestálých tocích. I přesto, že by se mohli zdát oba tvary velmi podobné, rozdíl je značný. Odlišnosti můžeme pozorovat při vzniku, průběhu, zániku a částečně i v konečných tvarech (GAUTHIER, F., 2013a). Charakteristikám konkrétního typu ledu se věnuje kapitola 2.3.3.

Sklon ledopádu je klíčový pro jeho stabilitu. Ledopády můžeme podle sklonu (směřování těžnice ledopádu) vyčlenit do třech základních typů: položený, svislý a převislý. Každý z nich má svá specifika.

Zmrzlý vodopád

Na vodopádových stupních vzniká v zimě zmrzlý vodopád (obr. č.1). Způsob vzniku zmrzlého vodopádu je velmi podobný zamrzání horské řeky (GAUTHIER F., 2008). Vznik ledu je charakterem velmi blízký tzv. náledi (angl. aufeis), která se tvoří v říčních korytech při vynoření vody na již zmrzlou vrstvu (SCHOHL G.A., ETTEMA, R., 1990). Jedním ze způsobů, může být tvorba ledu na skalním podloží. Výrazně se zde také uplatňuje tvorba ledu na různých překážkách v řečišti: kameny, rostliny, klády (STICKLER M., ALFREDSEN, K.T., 2009), které tvoří sekundární nukleační jádra (viz 2.3.2). V případě zmrzlých vodopádů se často uplatňuje i vliv akumulace sněhu, na kterém se led následně tvoří, nebo který umožňuje odizolování toku (obr. č.1). Sněhové vločky fungují jako nukleační jádra, díky čemuž se proces tvorby ledu urychluje (TURCOTTE B., MORSE, B. 2011). V neposlední řadě led vzniká od vodní tříště. Může se jednat o postupné namrzání drobných vodních kapek vzniklých tříštěním vody (BIANCHI A. 2004), případně i namrzání menších proudů vody na podchlazeném povrchu (viz akreční led 2.3.3).

Zmrzlý vodopád je stabilní pouze za trvalých teplot pod bodem mrazu. Podzimní srážky jsou nevýhodné pro vznik zmrzlého vodopádu. Proud vody na stálém toku má větší kinetickou energii, tvorba ledu je obtížnější. Vyšší průtok celkově neumožňuje tvorbu tvarů objemově výrazně větších, než je samotný vodopád (SZILDER K., LOZOWSKI E. P. 2000). Pro srovnání viz obr. č. 1 a č. 2. Oba snímky byly pořízeny ve stejný den a lokality jsou vzdáleny pouze 10 m.



Obr. č. 1: Zmrzlý Labský vodopád

Ledopád

Ledopád, tak jak je chápán v této práci, vzniká z nestálých proudů vody, jejichž zdrojem je buď podzemní voda vyvěrající na skalních stupních, nebo voda z tajícího sněhu. Takovýto proud vody dostatečně vyživuje ledopád, aniž by narušoval jeho stabilitu (MONTAGNAT M. 2010). Ledopád může díky tomu nabýt výrazně větších rozměrů (obr. č. 2). Příčinou zániku je zde také dlouhodobé zvýšení teploty nad 0 °C. Vzhledem k tomu, že ledopád není rozrušován silným proudem vody, rozpad trvá zpravidla déle, než v případě zmrzlých vodopádů (GAUTHIER F., 2008). Podrobnější informace o vývoji ledopádu viz 2.4.



Obr. č. 2: Ledopád v pravé části Labské rokle; 10 m od Labského vodopádu (obr. č. 1)

Ledopád z tříštící se vody

Pro úplnost je zde uveden třetí, specifický typ ledové struktury. Vzniká mrznutím vody, která se díky dopadu na skalní povrch roztříštila na malé vodní kapky. Díky malým kapičkám může voda mrznout i na zcela převíslych stěnách a vytvářet ledový povrch. Jedná se v podstatě o ledopád vzniklý na podobném principu, jako náledí, nebo ledovka (BIANCHI A. 2004). Ledopád vzniklý pouze výše uvedeným způsobem se v Česku nevyskytuje (obr. č. 3 pochází z Kanady). Způsob tvorby ledu se v malé míře uplatňuje u zmrzlých vodopádů.



Obr. č. 3: Ledopád vzniklý akrecí vodních kapiček; Lillooet, Britská Kolumbie, Kanada (Zdroj: HACK, V., 2014)

Položený ledopád

Ledopád, který leží na mírně ukloněné ploše (4a) patří k nejstabilnějším typům a má předpoklad, že na svém stanovišti setrvá déle. Pokud je sklon mírný, voda po něm rovnoměrně stéká a vytváří ledový kryt (MAKKONEN L., 2000). U položeného ledu se uplatňují podobné principy namrzání jako u zmrzlého ledopádu, jen průběh není rozrušován proudem vody (GAUTHIER F., 2008). Je zde také možnost zapadání sněhem. V tom případě je v kontaktní vrstvě možná přeměna na led (viz kap. 2.3.3.). Ve specifických případech (vhodný sklon, konzistence sněhu, chod teplot) je zde možné riziko vzniku sněhových lavin (BIANCHI A., 2004).

Vertikální ledopád

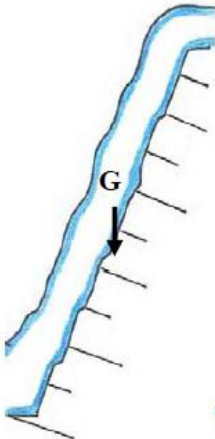
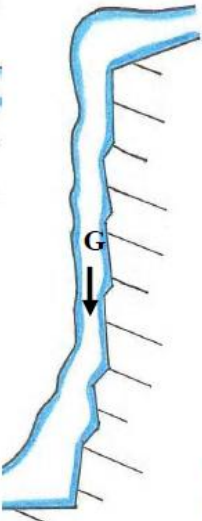
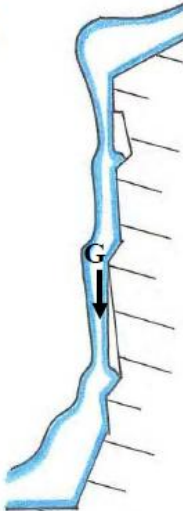
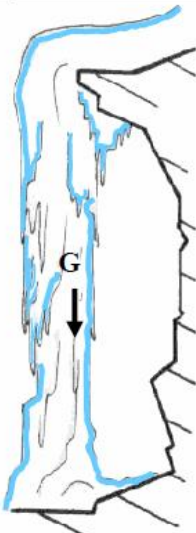
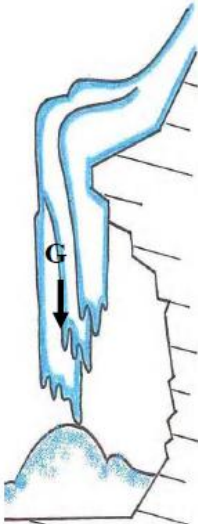
Dalším typem ledu je led vertikální, svislý. Takovýto led se může vyskytovat v podobě kompletně přilnutého ke stěně (4b), případně s drobnými vzduchovými kapsami (4c). Takovéto kapsy se tvoří zejména na členitějších skalách a mohou zapříčinit menší stabilitu ledopádu (BIANCHI A., 2004). V různých hydrologických podmínkách mohou na stejné skalní stěně vzniknout oba typy vertikálního ledu. Celkově je takovýto prvek méně stabilní, jelikož těžiště neleží v ose skály, ale v ose ledopádu. Díky tomu může jarní oteplení mnohem snáze vyvolat celkové zborcení ledového systému, neboť ledopád sám vytváří dostatečný tlak na nosnou část (WEISS J., a kol. 2011).

Volně visící ledopád

Nejméně stálým typem ledopádu je ledopád vzniklý na převislých skalních stěnách. V takovém případě se vytváří volně visící ledový sloup. Led může mít spojení se základnou (4d), která ho do jisté míry ukotvuje, nebo může tvořit volně visící stalaktit (4e), který je nejnáchylnější ze všech typů ledopádů. Jedním z důvodů nestability je výraznější vliv vnějších faktorů (teplota, sluneční záření, teplý vítr), které mohou působit na celou ledovou plochu (MONTAGNAT M., a kol. 2010). Dalším důvodem je, stejně jako u ledopádu vertikálního, směr těžiště do kořene ledopádu. V případě ledového stalaktitu jsou podmínky ještě zhoršeny chybějícím basálním spojením, a tak je časté, že takovýto ledopád se rozpadá a vytváří i vícekrát za zimní sezónu (WEISS J., a kol. 2011). Pod stalaktitem často vzniká další ledový útvar, který je pojmenován dle speleologické analogie, stalagmit. Je tvořen díky vodě, která nestihla zmrznout na ledopádu nad ním (MIKULÁŠEK R. 2010, MONTAGNAT M. 2010).

Převislý ledopád

Zřídka se u ledopádů vyskytuje i led převislý. Ojediněle může převislý led vznikat na převislé skalní stěně, kde ale standardně převažuje tvorba ledových stalaktitů z důvodu působení gravitace (BIANCHI A., 2004). Další mírně převislé ledopády můžeme pozorovat u volně visících stalaktitů, které se směrem dolů sužují. Převislý led může vznikat také zapříčiněním větru, ale celkově se jedná jen o ledy malého rozsahu (MAENO N., a kol. 1994b). Nejvýraznější převislé ledové struktury vznikají v blízkosti velkých vodopádů (viz 2.2.1 obr. č. 3).

směr G mimo základnu	G ve směru do základny ledopádu			
Stěny s nízkým sklonem	Vertikální, nebo místy převislé stěny		Převislé stěny	
				
a	b	c	d	e
Položený	Kompletně přilnutý	Částečně přilnutý	Sloup	Volně visící (stalaktit)

Obr. č. 4: Typy ledopádů na základě sklonu a tvaru (BIANCHI A. 2004 in: ŠVEC M., 2014)

2.2.2. Tvary ledopádu

Určujícím parametrem pro vznik ledových tvarů je morfologie skalní stěny. Vliv na tvar ledové formy má dále také sled různých teplot, srážek, výšky sněhu atd. Zjednodušeně můžeme říci, že pozvolné narůstání ledu při mírně záporné teplotě vede k oblejším tvarům, které jsou stabilnější a lépe odolávají okolním vlivům (viz 2.3.3) (MAKKONEN N. 2000). V případě ledopádů není zatím zavedena jednotná česká typologie. Bylo použito

převládajícího označení, případně anglické překlady z dosavadních studií. Velmi často se setkáváme s analogií se speleologickými názvy. Ledopády vytváří velmi podobné útvary, s tím rozdílem, že proces jejich vývoje je podstatně rychlejší (MIKULÁŠEK R., 2010).

Z malých ledových tvarů je nejčastější, a pro další vývoj ledopádu nejdůležitější, rampouch (obr. č. 5D) (jinak též střechýl, angl. icycle) (GAUTHIER F., 2008). Na převislých stěnách můžeme pozorovat velké množství malých rampouchů, podobné jeskynním „brčkům“ (obr. č. 5C). Na převislých místech se mohou vytvářet tenké ledové záclony, v iniciačních fázích vývoje ledu pak tenké ledové povlaky (obr. č. 5E) (MAKKONEN N. , 2000). Horizontální povrch, který je v dopadu vodních kapek pak může být místem tvorby tvaru připomínající jeskynní pizolity (hovorově květák) (obr. č. 5F) (DVOŘÁK, J. 2008). Další specifické tvary jsou vytvářeny za spoluúčasti větru (obr. č. 5A). Díky rychlejšímu odvodu tepla a usměrnění proudu vody větrem vznikají velmi zvláštní tvary: lastury, zakřivené rampouchy apod. (MAENO N., a kol. 1994b). Velmi zvláštní tvary disponuje tzv. akreční led (viz 2.3.3.) (obr. č. 5B).



Obr. č. 5: Ledové útvary; A- led ovlivněný větrem na Pančavském vodopádu (KRAKOWSKI K. H., 2005), B- akreční led, C- malé rampouchy/ brčka, D- srůstající rampouchy, E- ledový povlak, F- ledový pizolit (MIKULÁŠEK R., 2004)

Spojením menších útvarů, vznikají větší ledové formace (GAUTHIER F., 2013a), přičemž většina z nich již byla vyjmenována v předešlé kapitole. Jedná se o položený led, ledové pilíře, ledové stěny, stalaktity, stalagmity atd. Pro ledové uskupení větších útvarů je navržen název komplexní ledopád, který v sobě zahrnuje množství jednotlivých typů ledu. Jedná se o útvar složený z položených, svislých, případně i převíslelých částí a můžeme zde nalézt i větší množství menších ledových tvarů.

2.3. Led v ledopádech

Vznik ledu v ledopádech podléhá stejným zákonitostem, jako veškerý led na zemi a tak jeho vývoj začíná při poklesu teploty pod 0 °C. Jeho vznik můžeme sledovat již od molekulární úrovně, kde se odehrávají zásadní proměny z vody na led. Celkový vzhled je následně definován morfologií terénu a vlivem klimatických a dalších faktorů (GAUTHIER F., 2015b). Led, ze kterého je ledopád tvořen, je z obecného pohledu stejný, jako je například na hladině zamrzlého jezera, nebo v ledovci, nicméně má svá specifika. Jedná se zejména o strukturu krystalů, které se formují odlišně při různých teplotách, nebo místech mrznutí (viz kap. 2.3.3) (MAIER J., 2008). V této kapitole jsou popsány základní informace a charakteristiky jak o ledu obecně, tak o specifických formách v ledopádech.

2.3.1 Obecné charakteristiky ledu

V podmínkách pod bodem mrazu se z kapaliny stává led, látka s charakterem nerostu. Z chemického hlediska ho můžeme popsat, jako oxidan, který se skládá z 11,2 % vodíku a 88,8 % kyslíku (PELETA O., 2001). Z pohledu mineralogie bychom ho mohli charakterizovat jako čirý, mléčně zakalený nebo namodralý nerost, krystalizující v šesterečné soustavě. Dále také není štěpný, lesk má skelný a na vrypu je bílý. Je průsvitný, v menších vrstvách až průhledný. Hustota je 0,917 g/cm³ a je tedy menší než u vody (1 g/cm³ při 3,95 °C) (DVOŘÁK, J. 2008).

2.3.2. Fáze vzniku ledu

Vznik ledu v ledopádech začíná na molekulární úrovni. Pokud teplota vody klesne pod 0 °C nezmrzne okamžitě. Mezi přechodem z tekutého do pevného stavu jsou čtyři fáze. Jedná se o podchlazení, nukleaci, růst zárodku a rekrystalizaci. Stádium podchlazení začíná v okamžiku snížení teploty pod bod mrazu. Molekuly vodíku a kyslíku se začínají k sobě přibližovat, čímž vznikají jejich malé shluky (MARTINKOVÁ S., 2012). Když jsou shluky dostatečně velké a mají dostatek molekul na udržení stability pro překročení

kritického poloměru, vytvoří zárodek krystalu. V tomto bodě se jedná již o nukleaci a vytváření nové fáze. V nukleaci začínají být molekuly více uspořádané a začínají tvořit prvotní strukturu mřížky, která se stává zárodkem. Poté, co zárodek dosáhne termodynamické rovnováhy s okolní vodou a překoná energetickou bariéru, stává se nukleem (COOK K., L., K., HARTEL, R., W. 2010). Rychlost, za které tyto děje probíhají, je velmi důležitá a ovlivňuje počet krystalů v ledu i jejich velikost. Tato rychlost je určena rozdílem teploty vody a okolního prostředí. Čím nižší je teplota okolí, tím menší krystaly vzniknou a tím je led pevnější (JINDRA J., 2014). Zjednodušeně platí, že od 0 °C s klesající teplotou rychlost růstu zárodku lineárně roste (ŘEZÁČ J., 2009). Růst závisí na mnoha faktorech, například kinetické energii nebo na složení vody (COOK K. L. K., HARTEL R. W. 2010).

Nukleace (vytváření zárodku krystalu) může být buď primární, kdy se jedná o přirozené shlukování molekul pouze vlivem nízkých teplot, nebo sekundární. Sekundární nukleace probíhá mimo přirozeně vytvořená krystalizační jádra. Mohou to být jakékoli organické, nebo minerální nečistoty, sněhové vločky, nebo v případě ledopádů, samotný skalní podklad (GAUTHIER F., 2013a). Vytvořením nukleu okolo takovéto částice se sníží hodnota energetické bariéry a růst je následně mnohem rychlejší. Složení vody tedy velmi ovlivňuje rychlost vytváření ledu (COOK K. L. K., HARTEL R. W. 2010). Růst zárodku se uskutečňuje díky snížení teploty, která napomáhá k překonání fázového rozhraní spoutávající atomy výchozími vazbami.

Při rekrytalizace se vytváří konečné krystaly ledu. Děje se tak proto, že stejně jako každý jiný děj směřuje do rovnovážného stavu s minimální energií. Známé jsou tři mechanismy rekrytalizace. První z nich je migrační mechanismus, který vysvětluje zvýšený růst na velkých krystalech (PETZOLD G., AGUILERA J. M., 2009). Díky gravitačním silám větší krystal přitahuje krystaly menší a rychleji dochází k vázání atomů. Další je děj označovány jako „isomass“, kdy krystalizace probíhá snáze na krystalech s drsnějším povrchem a větší plochou. Jako poslední je proces srůstání, kdy se krystaly snaží docílit co největší plochy, která by jim umožnila rychlejší růst. (COOK K. L. K., HARTEL R. W., 2010).

2.3.3. Typy ledu v ledopádech

Jak již bylo řečeno v kapitole 2.3.1., led v ledopádech je z hlediska složení stále stejný jako led v ledovci, nebo v jezeře. V čem se ale zásadně liší, je uspořádání krystalů, které má množství variant (MAIER J., 2008). Liší se dokonce i v rámci jednoho ledopádu. Velikost

a uspořádání krystalů má zásadní vliv na stabilitu ledopádu a jeho predispozice k odolnosti vůči meteorologickým a jiným vlivům. Struktura krystalů odráží způsob vzniku, reaguje na vnější podmínky a dynamicky se vyvíjí v průběhu zimy (MONTAGNAT M., 2010). Jak již bylo zmíněno v kapitole 2.3.2., při nižších teplotách vznikají menší krystaly. Výskyt malých zrn je zároveň spojen s vysokou četností výskytu vzduchových bublin. Je to způsobeno vyšší rychlostí mrznutí, která umožnila zachycení částic vzduchu, které nestačily uniknout. Naopak velká zrna jsou transparentní, v zásadě bez bublin, a dosahují větší pevnosti (GAUTHIER, F. 2013a).

V této práci bylo vyčleněno pět typů ledu podle způsobu mrznutí. Ze srovnání (tab. č. 1) vyplývá, že nejpevnějším typem ledu je led v ledových stalaktitech. Je to dáno pomalým vývojem, díky kterému led obsahuje minimální počet vzduchových bublin. Naopak nejméně stabilním se ukázal led, který prošel rekrytalizací. Pro položený led nebyla nalezena data, nicméně Gauthier F. (2013a) považuje položený led srovnatelný s ledovými stalaktity.

Typ ledu	Hustota	Pórovitost
Ledové stalaktity	904,95	1,33
Akreční led	866,1	5,97
Led ze sněhu	859,80	6,68
Znovuzmrzlý led	852,90	7,54

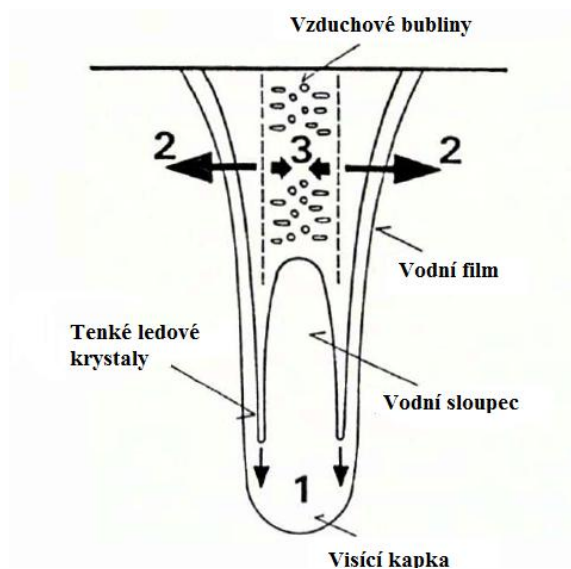
Tab. č. 1: Srovnání hustoty a pórovitosti jednotlivých typů ledu (upraveno na základě GAUTHIER F., 2013a)

Ledové stalaktity

Malý ledový stalaktit, česky běžně rampouch, je tvar, který v případě ledopádu tvoří zárodek velkého ledového masivu (GAUTHIER F. , 2008). Vzniká na převíslých skalních stěnách a stupních a tvoří nejběžnější ledopádový tvar (GAUTHIER F. 2013a)

Vznik začíná tvorbou krystalizačního jádra. Vlivem gravitace se krystaly uskupují do protáhlého kónického tvaru (obr. č. 6). Voda teče jak vně, tak uvnitř rampouchu. Na vnější části se rozprostře na jednotlivých ledových krystalech ve velmi malých vrstvách (40–100 μm), které mrznou a umožňují tak růst do šířky. Do délky rampouch roste díky úzké dutině uvnitř, která je částečně odizolovaná a dovoluje vodě dostat se až na špičku, kde mrzne (MAKKONEN L. , 2000). Pokud voda nestihne zmrznout, hromadí se, a v kritickém bodě ve formě kapky odpadne. Díky tomu vznikají další ledové útvary, jako ledové stagmity, případně tak může vznikat akretační led. Aby rampouch mohl narůstat do délky, a ne jen do šířky, musí být rychlost růstu 10–30 krát rychlejší, než růst stěn

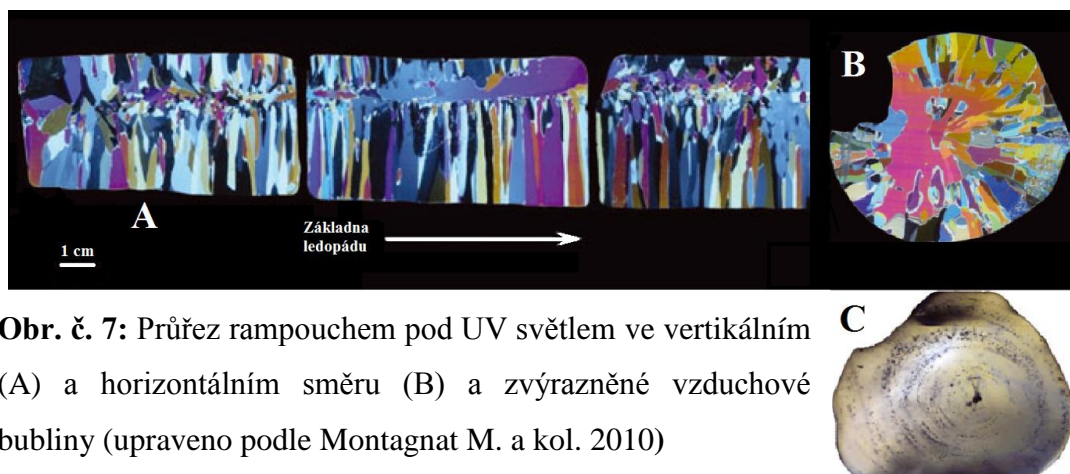
(MAENO N. a kol. 1994a). Szilder a Lozowsky (2000) teoreticky kvantifikovali růst při teplotě $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ a průtoku $2,5\text{ mg}\cdot\text{s}^{-1}$ na přibližně 11,5 cm za hodinu. Vzhled může ovlivnit také vítr, který tvoří různě pokřivené formy. Vítr také podporuje druhotné odvádění tepla, čímž napomáhá rychlejší tvorbě ledu (MAENO N. a kol. 1994b).



Obr. č. 6: Schematický obrázek svislého průřezu rostoucího rampouchu

Tři směry růstu-šipky: 1.- růst na špičce; 2.- růst stěn; 3.- růst ledu uvnitř vnitřního sloupce. (upraveno na základě MAENO, N. a kol 1994a, in M. ŠVEC, 2014)

Dosavadní pozorování rampouchů a větších ledových stalaktitů ukazuje, že mikrostruktura je charakteristická malými stejnoměrnými zrny ve středu a velkými, radiálně protáhlými zrny u obvodu (MONTAGNAT M., 2010). Velmi podobnou geometrii můžeme pozorovat i u vápencových krápníků (FRISIA a kol., 2000 in MONTAGNAT M., 2010). Na obr. č. 7A, můžeme vidět centrální dutinu, kde dochází k průtoku vody. Ta je obklopena velmi drobnými krystaly, na které plynule navazují větší krystaly, které tvoří hlavní hmotu ledu. Můžeme si všimnout, že vzdálenost od přívodního kanálku ke stěně rampouchu je různá. Je to pravděpodobně způsobené expozicí ledopádu, kdy část, která je orientovaná směrem ke skále, je mírně izolovaná, a její vznik je tak pomalejší. Naopak část směřující do prostoru umožňuje rychlejší uvolnění latentního tepla a tedy rychlejší růst. Na obr. č. 7C můžeme pozorovat zachycené vzduchové bubliny, které svědčí o postupném narůstání ledu.



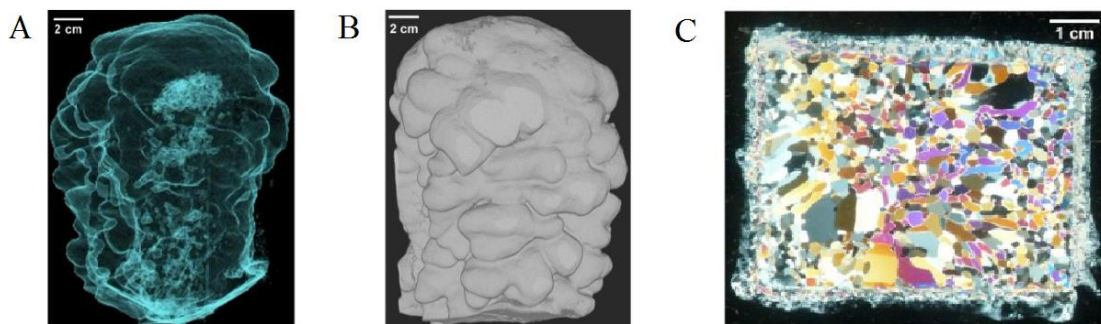
Obr. č. 7: Průřez rampouchem pod UV světlem ve vertikálním (A) a horizontálním směru (B) a zvýrazněné vzduchové bubliny (upraveno podle Montagnat M. a kol. 2010)

Položený led

Typ položeného ledu vzniká z pravidla postupným namrzáním na skalním podloží. Hrubý povrch skály zastupuje kondenzační jádra a díky malým proudům vody může led v tenkých vrstvách postupně narůstat (TURCOTTE B., MORSE, B. 2011). Vznik ledu je charakterem velmi blízký tzv. náledí (angl. aufeis), která se tvoří v říčních korytech při vynoření vody na již zmrzlou vrstvu. Postupně tak může vzniknout velmi silná ledová vrstva (SCHOHL G.A., ETTEMA, R., 1990). Je vhodné, aby skalní stěna byla již dostatečně promrzlá, aby svojí kladnou teplotou neomezovala tvoření ledu. Spolu s ledovými stalaktity se jedná o nejrozšířenější typ ledu, který tvoří největší ledovou hmotu v ledopádech. V menší míře se zde vyskytuje i led akreční. Celkově zde ale dominuje led, který vzniká postupným narůstáním a můžeme zde očekávat velké usměrněné krystaly bez výraznějších vzduchových bublin (GAUTHIER F., 2015). Led má díky tomu vysokou pevnost a zároveň díky pevnému spojení s podkladem má předpoklad vysoké stability (BIANCHI A., 2004).

Led vzniklý akrecí

Jedná se o typ ledu, který se tvoří zejména na zmrzlých vodopádech, kdy voda dopadá na promrzlý povrch, nebo již vytvořený led. Z meteorologického hlediska se tedy jedná o náledí. Led je zpravidla tvořen rychleji, obsahuje více vzduchových bublin (8A) a je křehčí. Vzniká akrecí, tedy postupným namrzáním dalších částí, které jsou výrazně odlišeny (8B) (GAUTHIER, F., 2015). Na obr. č. 8C si můžeme všimnout velmi chaotické skladby ledových krystalů, která souvisí se způsobem jeho vzniku.



Obr. č. 8: Obrázek ledu vzniklého akrecí; A-led vyfotografován magnetickou rezonancí; B-3D model zkoumaného ledu, C-krystaly ledu pod UV světlem (upraveno na základě F. GAUTHIER, 2015)

Rozdíl mezi ledem vzniklým akrecí a rampouchem je patrný na první pohled. Na obr. č. 9 jsou zobrazeny rampouchy (vlevo) a led vzniklý akrecí (vpravo). Můžeme si všimnout, že rampouchy tvoří pravidelné protáhlé tvary, zatímco u akrečního ledu tvary neodpovídající směru gravitace.

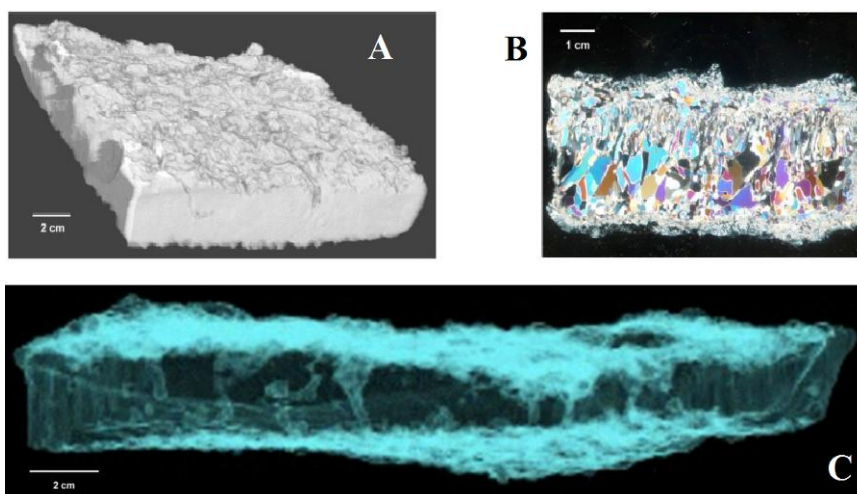


Obr. č. 9: Srovnání ledu vzniklého postupným narůstáním (rampouchy, vlevo) a akrecí skapávající vody (vpravo) (Zdroj: GAUTHIER F., 2013a)

Led vzniklý přeměnou sněhu

Specifickým typem ledu, který se na celkovém objemu ledopádu zpravidla podílí jen minimálně, je led vzniklý zmrznutím natavené vody ze sněhu. Nachází se na mírně ukloněných plochách, kde sníh může ležet dostatečně dlouho, aby mohlo dojít k jeho přeměně. Zásadní roli zde hraje vyzařování podloží, které pomáhá rozpustit spodní vrstvu sněhu. Dalším faktorem je výška a hmotnost sněhové pokrývky, která svým tlakem spodní vrstvu také rozpouští (MAENO N., NISHIMURA K., 1979). Dalším činitelem může být

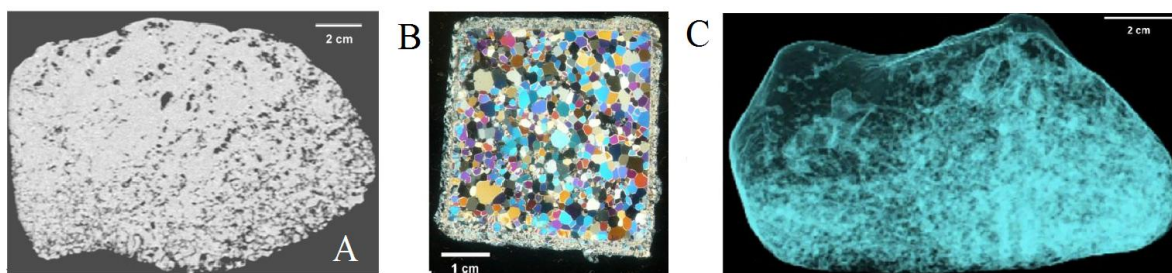
také proudící voda pod sněhem, která má stejný efekt. Led ze sněhu má velký podíl vzduchových bublin a nízkou hustotu. Zmíněné vlastnosti jsou dílem porézního sněhu, který zamrzá do ledu. Z obr. č. 10 je vidět hrubá struktura povrchu ledu, která odpovídá nerovnoměrné přeměně sněhu na led (GAUTHIER F., 2015). Vznik a erozní účinky tohoto typu ledu popisuje Kociánová M., Štursová H. (2008) na příkladu ze Studniční hory v Krkonoších.



Obr. č. 10: Led vzniklý přeměnou sněhu; A-3D obraz hrubé struktury ledu, B- charakteristická struktura krystalů pod UV světlem a C- četné vzduchové bubliny uvnitř ledu zdokumentované pomocí magnetické rezonance (Zdroj: upraveno na základě GAUTHIER F., 2008)

Opakovaně zmrzlý led

Tento druh ledu vzniká v případě, že se v průběhu zimy vyskytne dostatečný počet dnů s teplotou $>0^{\circ}\text{C}$, který způsobí uvolnění vazebních sil jednotlivých krystalů. Led je v této chvíli velmi nestabilní a v případě ledového stalaktitu může dojít k jeho náhlé destrukci (WEISS N. a kol. 2011). Často se ale teplota vrátí zpět pod bod mrazu a díky tomu led znovu zamrzá a vzniká nová struktura. Pevnost se znovu zvyšuje, nicméně se již nevrací do původní hodnoty (GAUTHIER F., 2015). Vzniklé mezery jsou vyplněny vzduchovými bublinami (obr. č. 11C), případně novým ledem. Obr. č. 11B zobrazuje nápadně malé krystaly na okrajích ledu, které svědčí o změně krystalizace. Při poklesu teploty se utvořily poměrně rychle nejprve krystaly při povrchu. Krystalům uvnitř zůstala podobná struktura, nicméně obsahují více vzduchu. Jedná se tak o zcela opačný postup, než při standardním vzniku ledu.



Obr. č. 11: Led vzniklý opětovným zmrznutím; A- hrubý povrch vzorku ledu v 3D zobrazení, B- typická struktura krystalů a C- množství vzduchu zobrazeno pomocí magnetické rezonance (Zdroj: upraveno na základě GAUTHIER F., 2008)

2.4. Vývoj ledopádu

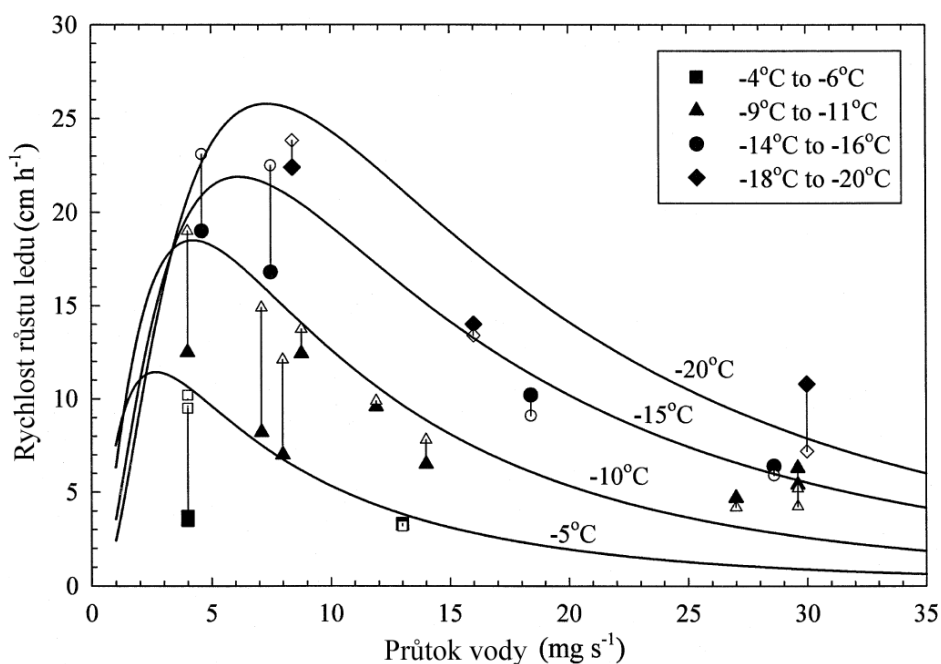
Teorii vzniku ledu se obecně věnovala kapitola 2.3.2. a specifickým způsobům vývoje jednotlivých typů ledu kapitola 2.3.3. Zde jsou prezentovány jednotlivé fáze vývoje, které dosavadní výzkumy předpokládají shodné pro všechny ledopády. Z hlediska vývoje můžeme vyčlenit tři základní stádia ledopádu: období rychlého růstu, stabilní fáze a degradační fáze (MONTAGNAT M. a kol. 2010). V průběhu roku ledopád reaguje na vnější podmínky, díky čemuž se mohou jednotlivá stádia objevit i vícekrát za zimní sezónu.

Začátek vývoje ledopádu lze pozorovat při snížení teploty pod bod mrazu. Jako první se led začne tvořit v tenkých vrstvách na skalním povrchu, na převislých místech se vytváří malé rampouchy. V této fázi převládá vliv nízkých teplot (GAUTHIER F., 2015). Postupným zvětšováním jednotlivých útvarů dochází k jejich srůstu a k vytvoření kompaktního ledového krytu (GAUTHIER F., 2008). V určitém bodě dojde k odizolování proudu vody a ledopád se dostává do stabilní fáze (MONTAGNAT M., a kol. 2010).

Během stabilního stádia led velmi málo reaguje na okolní podmínky. Ani velmi nízké teploty již výrazně nezvětšují objem ledopádu (MONTAGNAT M., a kol. 2010). Tato fáze ledopádu trvá až do dlouhodobého zvýšení okolní teploty nad 0 °C, kdy přechází k degradační fázi.

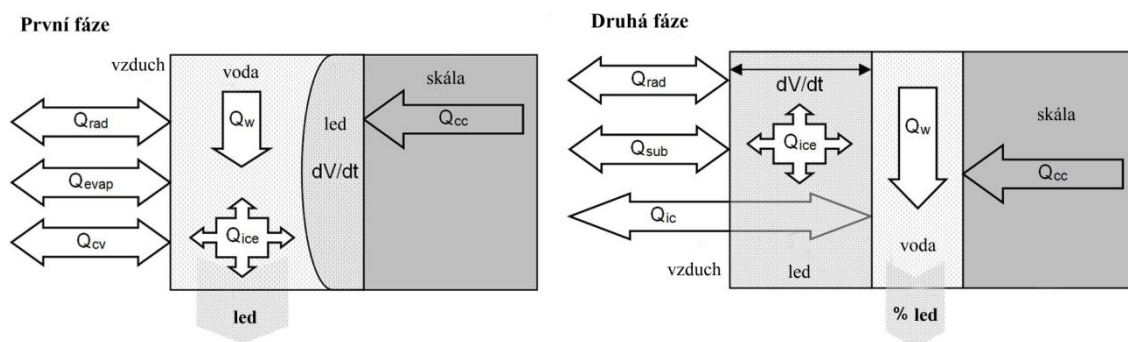
V degradační fázi je úbytek ledopádu nepřímo úměrný stoupající teplotě a zvětšujícímu se globálnímu záření (MAIER J., 2008). Při dostatečně dlouhém působení teplot nad bodem mrazu a zejména působení slunečního záření se postupně mění struktura ledopádu (MONTAGNAT M., a kol. 2010). Povrch ledopádu se díky rozrušení jednotlivých vazeb krystalů zvyšuje. Působení výše uvedených faktorů má tedy vyšší účinnost a ledopád rychleji taje a rozpadá se.

Modelováním vývoje ledopádu se vědci zabývají až posledních pět let. Předcházelo mu však matematické vyjadřování růstu rampouchů, které bylo popsáno velmi podrobně. Jako první se tématu věnovali japonští vědci, kteří stanovili základní principy formování (obr. č. 6) (MAENO N. a kol., 1994a; MAKKONEN L., 1988). Dále je třeba zmínit práci SZILDER K., LOZOWSKI E. P. (2000), kteří vytvořili první numerickou simulaci růstu rampouchu. Dále také sestrojili graf (obr. č. 12) závislosti růstu na teplotě a proudu vody, který dokazuje, že zmrzlý vodopád s větším průtokem vody má menší předpoklad pro tvorbu velkých ledových struktur.



Obr. č. 12: Rychlost vytváření rampouchu v závislosti na teplotě a průtoku vody (upraveno na základě SZILDER K., LOZOWSKI E.P., 2000)

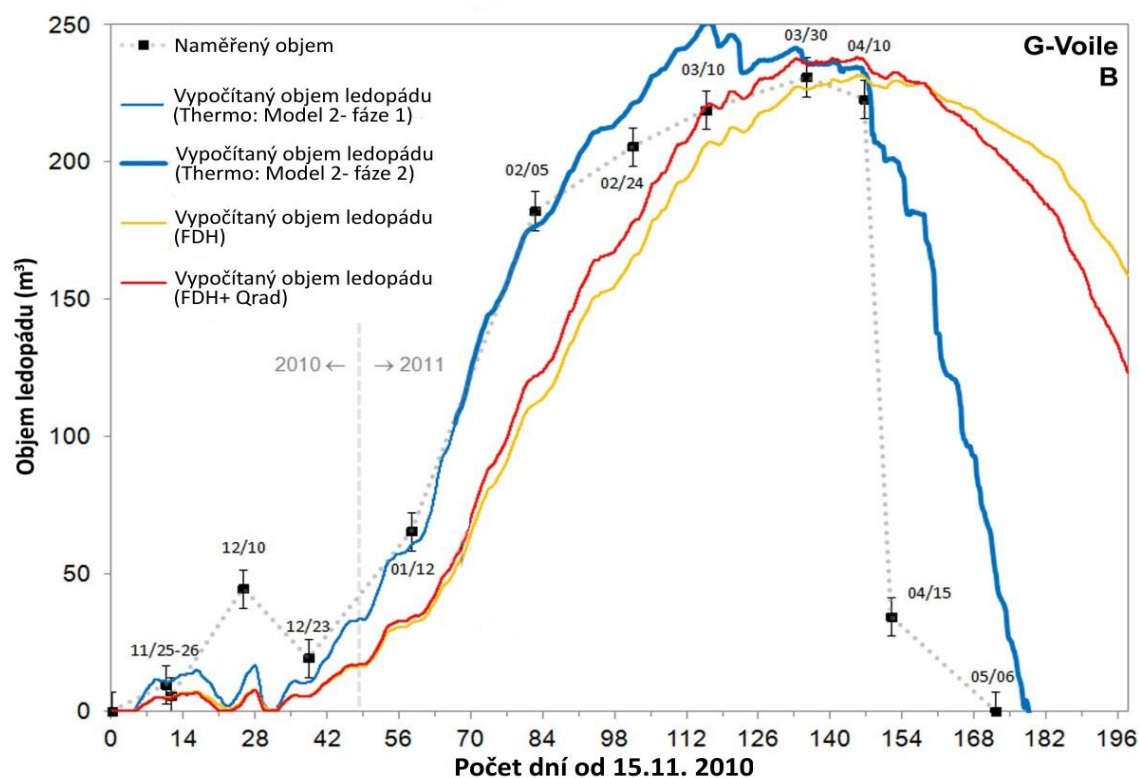
Modelování ledopádů má mnoho specifik. Mezi hlavní problémy patří obtížné získávání dat o průtoku vody (obtížně měřitelné údaje o prosakování podzemní vody, nebo z tajícího sněhu) a nejednoznačné reakce ledu na okolní podmínky. Jak je například uvedeno v kapitole 6.1, led se může destruovat jak zvyšováním, tak i výrazným poklesem teploty. Další komplikací je izolační vlastnost ledu. Je velmi obtížné určit, kdy dojde k dostatečnému působení ledového krytu na odizolování proudu vody a kdy již ledopád dosáhl své stabilní fáze. Modelování je založeno pouze na meteorologických a hydrologických datech a zatím nebere v potaz morfologii terénu.



Obr. č. 13: Schéma modelu tvorby ledopádu; Q_{rad} =energie vyzařování, $Q_{\text{evap}}+Q_{\text{cv}}$ = teplo výměny energie rozhraní vzduch/voda Q_w = teplo nesené vodou, Q_{ice} = skupenské teplo tvorby ledu, Q_{cc} = teplo přenášené skálou dV/dt (upraveno na základě GAUTHIER F., 2015a)

První modely vycházely z kumulace záporných teplot (freezing potential viz kap. 3.5. a 5.4.1) (MONTAGNET A KOL. 2010). Výsledkem je pravděpodobný trend růstu ledopádu, který však neumožňuje předpovědět náhlé zborcení ledopádu ani postupný úbytek ledu. F. Gauthier (2008, 2013b, 2015a, 2015b), který se tomuto tématu intenzivně věnuje, postupně došel ke dvoustupňovému modelu, který bere v úvahu výše zmíněný problém s izolační vlastností ledu (obr. č. 13²). Zároveň používá dostatečné množství meteorologických parametrů, které velmi dobře umožňují předpovídat i úbytek ledu a částečně i čas případného epizodního úbytku (obr. č. 14) (GAUTHIER F., 2015b).

² Pro účel této práce je uváděno pouze ilustrační schéma. Přesné rovnice a podrobnější informace o modelování viz Gauthier F., (2015b)



Obr. č. 14: Srovnání různých modelů vývoje ledopádu (GAUTHIER, F., 2015b)

3. Metody

Hlavními zdroji dat pro tuto práci byly série fotografií, 3D skeny ledopádu a meteorologická data z teplotních čidel v Labské rokli a z nedaleké stanice Labská bouda. Ze série fotografií získaných pomocí fotopasti byly získány údaje o počtu pixelů, které zaujímal ledopád na snímku. Následně byly tyto hodnoty aproximovány na objem pomocí dat z měření 3D scannerem. Výsledná data byla analyzována s daty z 300 m vzdálené meteorologické stanice Labská bouda. Další data o teplotě byla získána také z těsné blízkosti ledopádu. Jedno teplotní čidlo bylo umístěno v místě fotopasti a druhé přímo na skále pod ledovým krytem (obr. č. 16). Z řady fotografií mohl být také interpretován přesný vývoj objemu ledopádu a jeho jednotlivých částí.

3.1. Fotopast PSL1008 - IR

Pro záznam vývoje ledopádu v Labské rokli bylo použito pravidelné snímání pomocí fotopasti. Byla získána série fotografií, díky které bylo možné vypočítat objem ledopádu (viz kap. 3.3.). Fotopast je speciální typ fotoaparátu, který svojí konstrukcí umožňuje dlouhodobé použití v nepříznivých klimatických podmínkách. Byly použity dva přístroje, přičemž jeden vykazoval výrazné výpadky a tak nebyl ve výsledcích zahrnut. Použity byly pouze data z modelu PSL1008 - IR (obr. č. 15, vlevo). Přístroj umožňoval snímání v intervalu 1 hodiny v denním chodu od 6:00–19:00 SEČ. Rozlišení přístroje bylo nastaveno na 1944x2592 obrazových bodů. Jeho garantované provozní podmínky jsou: teplota -10 až +40 °C, vlhkost od 20 do 85 %, zorný úhel je 50° (uživatelská příručka PSL1008 - IR, 2015). Přístroj ale umožnil práci i v podmínkách mimo tento rozsah. Větším problémem, než provozní podmínky, se ukázal sníh, který velmi často snížil, či zcela omezil viditelnost snímače.

Z důvodu výpadků měření a problémy s přístroji v první sledované sezóně, končí datová řada 20. 2. 2015. Z tohoto důvodu byla data využita jako pomocná a hlavní část výsledků se zaměřila na data ze zimní sezóny 2015/16. Pro zmírnění dopadů bylo v druhém sledovaném období přistoupeno k pravidelným týdenním kontrolám, při kterých byl odstraněn sníh z čočky a provedena revize baterií. Zároveň byly prováděny referenční snímky ledopádu. K tomuto účelu bylo použito digitální zrcadlovky Canon 650D s objektivem Canon 10-18mm f/4,5-5,6 IS STM.



Obr. č. 15: Přístrojové vybavení (rozdílné měřítka), zleva fotopast Model PSL1008 - IR, 3D scanner Focus3D X 130 HDR (MACAMERAESPION, 2016 a uživatelský manuál Focus3D X 130 HDR, 2016)

Fotopast byla umístěna v protějším svahu ledopádu, zhruba 15 metrů nad dnem rokle v rovině 1/3 výšky ledopádu (obr. č. 16). Z důvodu zachování požadovaných provozních podmínek byla umístěna do dřevěného boxu. Přístroje byly v sezóně 2014/15 instalovány 28. 11. 2014 a v sezóně 2015/16 dne 21. 11. 2015 a odebrány shodně 5. 5. 2015/16. Ze získaných fotografií bylo vybráno pro rok 2014/2015 58 reprezentativních vzorků a pro sezónu 2015/2016 162 vzorků.



Obr. č. 16: Umístění přístrojů v Labské rokli; 1- fotopast a datalogger č. 1, 2-datalogger č. 2 (model rokle z 3D scanneru), ▲a, b- měřicí stanoviště 3D skeneru, □- referenční čtverce použité pro slícování jednotlivých skenů

3.2. 3D scanner FARO Focus3D X 130 HDR

Pro zjištění objemu ledopádu byl v období 2015/16 použit 3D scanner FARO Focus3D X 130 HDR (obr. č. 15, vpravo). Rozsah měřených vzdáleností je v rozsahu 0,6 – 130 m. Skener umožňuje snímání 360° horizontálně a 300° vertikálně. Udávaná provozní teplota je 5–40 °C (uživatelský manuál Focus3D X 130 HDR, 2016), kterou nebylo možné u všech měření zabezpečit. Skener byl po instalaci na měřicí stanoviště uveden ihned k činnosti a navzdory minusovým teplotám byl schopen provozu. Výsledná data nevykazují žádné známký znehodnocení. Přístroj byl nastaven na rozlišení 10240x4338 (1/4 maximálního rozlišení) s výslednou přesností ± 6 mm na 10 m vzdálenosti. Celkově byly provedeny čtyři měření. V zimě byla provedena tři měření: 22. 01., 25. 02. a 01. 04. 2016 (obr. č. 17). Pro získání dat o objemu ledopádu bylo nutné provést ještě jedno měření skalní stěny bez ledového pokryvu (6. 5. 2016).



Obr. č. 17: Měření objemu pomocí 3D scanner Focus3D X 130 HDR

3.3. Teplotní data v Labské rokli

Přímo v Labské rokli byly teploty zaznamenávány pomocí dataloggerů MINIKIN T (jednočidlový) a T2 (dvoučidlový). Garantovaná přesnost přístrojů je $\pm 0,2$ °C (KUČERA, J., 2003). Dalším parametrem přístroje, je schopnost rozlišit změnu teploty, která je dána součtem rozlišení čidla a šumu dataloggeru, přičemž tyto hodnoty nejsou konstantní v čase. Při nejméně příznivých podmínkách přístroj zaznamená změnu teploty o 0,106 K. Jednočidlový datalogger (1) (obr. č.16) byl umístěn v těsné blízkosti fotopasti pod standardní kovové stínítko. Druhý datalogger (2) (obr. č.16) byl umístěn pod převislou část

skalní stěny, která byla většinu času pod ledopádem. První čidlo bylo směřováno směrem do horizontální skalní pukliny, druhé směrem do prostoru, kde bylo pokryto ledem, ve kterém zůstalo až do roztátí.

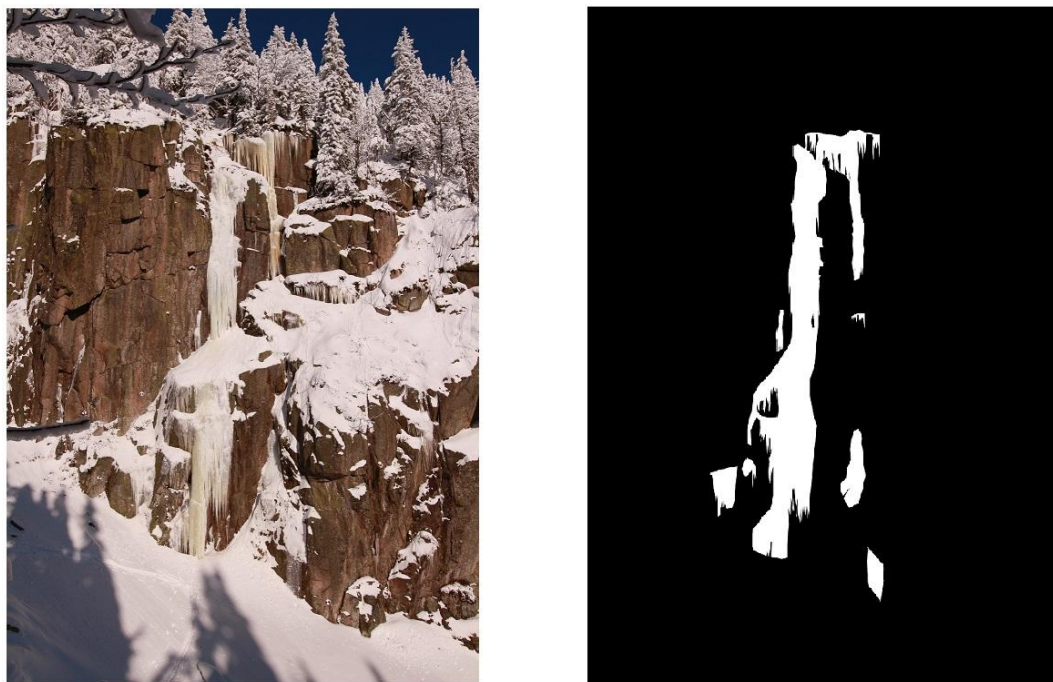
Dataloggery byly umístěny a odebrány ve stejném období jako fotopast, tedy (28. 11. 2014–5. 5. 2015 a 21. 11. 2015–5. 5. 2016). Náročné podmínky se projeví i v záznamech teplot, a tak byla získána z první sezóny pouze data z dataloggeru (2) pod ledem a v sezóně 2015/16 naopak pouze data z dataloggeru (1) vedle fotopasti.

3.4. Meteorologická data

Pro zjištění vlivu klimatických parametrů na ledopád byla použita data z meteorologické stanice Labská bouda (N 50°46.19148', E 15°32.69432') (obr. č. 21). Konkrétně se jednalo o teploty vzduchu, relativní vlhkosti vzduchu, úhrn srážek, celkové výšky sněhové pokrývky, globální záření a trvání slunečního svitu. Meteorologická stanice se nachází v nadmořské výšce 1315 m n. m., 355 m vzdušnou čarou a 100 výškových metrů od studované lokality. Denní průměrná data byla k dispozici v obou sledovaných obdobích v rozmezí 1. 11.–30. 4.

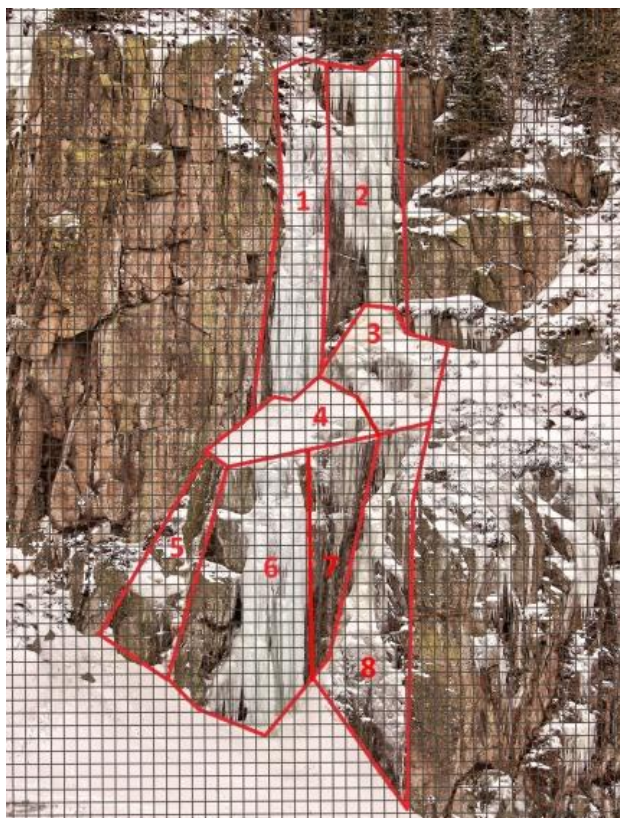
3.5. Zpracování dat

Získané fotografie byly zpracovány v programu Zoner Photo Studio 17. Úpravy (jas, kontrast, expozice) byly provedeny pouze u 10 % fotografií za účelem zvýraznění ledového pokryvu. Následně byla u všech snímků provedena manuální vektorizace rozsahu ledopádu (obr. č. 18). V tomto kroku se mohlo projevit subjektivní vnímání a to zejména u posuzování rozdílu mezi ledem a sněhem, nebo u hranice posouzení ledu a skály. Maximální odchylka byla v rámci 10 % plochy ledopádu. Vektorizované obrysy ledopádů byly následně přepočítány v programu Blat (OVESNÁ, P., 2012). Výstupem byla tabulka hodnot s počtem bílých pixelů značící relativní rozlohu ledopádu.



Obr. č 18: Srovnání výchozí fotografie a získaného vektorového snímky

Vzhledem k náročným podmínkám sběru dat nebylo možné vždy zajistit kompletní snímek. Nejčastěji z důvodu přítomnosti sněhu v zorném poli snímáče, či špatnému natočení přístroje. Pro zachování kontinuální řady však bylo vhodné tyto fotografie zachovat. Z tohoto důvodu byl ledopád rozdělen na 8 segmentů (obr. č. 19). Jednotlivým segmentům byla přiřazena váha, která vycházela z poměrného podílu na celkový objem ledopádu (vypočítán z řady celistvých snímků a dat z 3D scanneru). V případě částečného záznamu plochy ledopádu na fotografii, byl pomocí čtvercové sítě získán procentuální údaj o chybějících částech okrajových segmentů. Pomocí informací o poměrovém zastoupení jednotlivých segmentů na objem ledopádu bylo možné dopočítat skutečný objem i z fotografie, která nepokrývala celou plochu ledopádu. Maximální chybějící procento ledopádu na snímku v segmentu bylo 20 %. Při zpětné kontrole výsledných hodnot, ke které byly použity fotografie z referenčního snímání digitálním fotoaparátem Canon 650D, byla zjištěna přesnost $\pm 4 \%$ objemu.



Obr. č. 19: Rozdělení ledopádu na segmenty pro výpočet obsahu ledopádu z neúplných snímků.

Pomocí softwaru Trimble Real Works 10.2 byla zpracována data z 3D scanneru. V zimě 2015/2016 byla provedena tři měření ledopádu (22. 1., 25. 2. a 1. 4. 2016). Pro získání dat o objemu ledopádu bylo nutné provést ještě jedno měření skalní stěny bez ledového pokryvu (6. 5. 2016). Při každém měření byly provedeny dvě skenování. V programu byly jednotlivé skeny spojeny a všechny dohromady slícovány pomocí referenčních čtverců na skále (obr. č. 19). Díky tomu bylo možné, za pomoci odečtení skalní stěny bez ledu, získat údaj o objemu ledopádu. Vypočítané objemy byly dány do vztahu s hodnotami z fotopastí. Prostřednictvím třech měření byl nalezen společný koeficient (15296), kterým byly následně vyděleny počty pixelů získané z fotografií. Tímto byly dosaženy hodnoty pro objem za celou zimní sezónu 2015/16. Vzhledem k použití stejného rozlišení fotopasti i v sezóně 2014/15 mohl být tento koeficient použit i zde. Manipulací s daty v programu a přepočtem obsahu na objem vzrostla celková relativní chyba dat objemů na $\pm 17\%$. Uvedené chyby nicméně zachovávají trend, díky čemuž můžeme získaná data porovnávat s meteorologickými daty. V programu Real Works bylo také provedeno měření ledopádu. Výsledný model skalní stěny umožnil lepší popis její morfologie.

Díky datům k chodu teploty bylo možné vypočítat koeficient *freezing potential* (FP) (v překladu potenciál mrznutí). Jedná se o hodnotu, která odráží možnosti tvorby ledu s přihlédnutím k předešlému vývoji teploty.

Ve srovnání s klasickým *positive freezing potential* (MAYKUT G., A, 1986), využívaným k jednoduché předpovědi tání ledovcového ledu, bere v úvahu i pozitivní teploty. Díky tomu dokáže lépe předpovídat vývoj ledu v ledopádech. Rovnice byla převzata od M. Montagnetové (2010)

$$FP = \int_{t_0}^t (T_f - T(t)) dt,$$

, kde t_0 je číslo dne zahájení měření (pro zjednodušení 21.11.=1), T_f je bod mrznutí vody a $T(t)$ je průměrná denní teplota. Pro studovaný ledopád v Labské rokli byly tyto hodnoty vypočteny a komentovány v kap. 5.4.1.

Pro korelační analýzu dat byl použit program R 3.0.2. Všechny dostupná data byla nejprve ověřena na jejich normalitu pomocí Shapiro-Wilkova testu. U žádné datové řady se ovšem normalita nepotvrdila. Z tohoto důvodu byl následně zvolen Spearmanův korelační koeficient, který je pro tento typ dat vhodný (BRÁZDIL R., 1981). Ve statistice je Spearmanův koeficient pořadové korelace bezrozměrné číslo, které udává statistickou závislost (korelaci) mezi dvěma veličinami. Výchozím předpokladem je uspořádání dvou řad x a y o rozsahu n hodnot podle velikosti a následné přiřazení pořadového čísla i . Hodnota koeficientu je pak rovna:

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n (i_x - i_y)^2}{n \cdot (n^2 - 1)}$$

, kde r_s je hodnota Spearmanova koeficientu pořadové korelace, která nabývá hodnot v intervalu $<-1,1>$ (BUDÍKOVÁ M., KRÁLOVÁ M., MAROŠ B., 2010). Algoritmus programu R vyhodnotí navzájem všechny dostupné dvojice, vypočítá korelační koeficient a zároveň i p -hodnotu značící pravděpodobnost korelace. Pokud je p -hodnota menší, než 0,05, můžeme s 95% (případně 0,001 značí 99% interval spolehlivosti) pravděpodobností potvrdit vypočítanou korelační hodnotu. Spearmanův koeficient je robustní. Jeho vztah ke klasickému korelačnímu koeficientu je analogií vztahu mediánu k aritmetickému průměru. Koeficient není ovlivněn výskytem odlehlých hodnot (WILKS D. S., 2011). Výsledné hodnoty byly interpretovány v kap. 5.6. Zmíněný postup byl automaticky aplikován funkcí *matrix correlation* na dostupná data: objemu ledopádu, změně objemu ledopádu, průměrné

denní teplotě, minimální denní teplotě, maximální denní teplotě, sumě denních teplot, hodnotám freezing potentialu, vlhkosti vzduchu, dennímu úhrnu srážek, výšce sněhové pokrývky, trvání slunečního svitu a globálnímu záření. Pro porovnatelnost výsledků byl použit časový interval od 21. 11. 2015–30. 4. 2016, pro které byly dostupné celistvé řady. Dále bylo také podrobněji zkoumáno období hlavního růstu ledopádu, pro které byly vytvořeny nové Spearmanovy koeficienty pořadové korelace. Zvoleny byly období v rozmezí 25. 12. 2014–27. 1. 2015 a 1. 1.–20. 2. 2016.

.

4. Lokalita Labská rokle

Studovaný ledopád (N 50°46.23597', E 15°32.99510') se nachází v Labské rokli. V zimním období se vytváří ve střední části (1200 m n. m.) její levé, severní strany, 90 m od spodní části Labského vodopádu. Labská rokle tvoří severozápadní cíp Labského dolu v Krkonoších (JENÍK, J., KOSINOVÁ-KUČEROVÁ, J., 1964). Lokalita byla vybrána ze 49 krkonošských ledopádů (ŠVEC, M., 2014). Výhodou je dostatečný objem ledopádu s množstvím odlišných ledových tvarů, dále také relativně bezpečný přístup a možnost vhodně umístit sledovací přístroje. Další předností oblasti je, že ze všech ledopádů má nejmenší vzdálenost k meteorologické stanici. V tomto případě ke stanici Labské boudy. Jižní expozice má predispozice pro intenzivnější insolaci a vyšší teplotní variabilitu, která je žádoucí pro výraznější projevy ve změně objemu ledopádu. Pozice studované lokality Labská rokle v Labském dole a v Krkonoších je uvedena v příloze č. 2.

4.1. Geologie

Labská rokle, je tvořena střednězrnitou žulou (REJCHRT M., 2002; LÍBALOVÁ, J. 1964). Z geologického hlediska patří Labská rokle do celku s názvem Krkonoško-jizerské krystalinikum, které je součástí lugické (západosudetské) oblasti v severo-východní části Českého masívu (SKÁCELOVÁ, Z., ŽÁČEK, V. 2007). Morfologie Labské rokle je určen zejména její tektonikou. Převládají strmé pukliny směru 130°–155°. Dále se zde vyskytují pukliny svírající ostrý úhel (100°) a příčné strmé puklin (50°), které podmiňují gravitační odlamování bloků a balvanů. V horní části rokle jsou dominantní svislé pukliny sekundární tektoniky směru 150°–155°, na které je vázaná i mylonitizovaná, silně alterovaná zóna s brekciovitou strukturou a znaky silicifikace, vystupující na dně rokle. (PILOUS, V. 1988).

Zmíněný žulový podklad je součástí krkonoško-jizerského plutonu, který se rozprostírá přes celé Krkonoše od úpatí Sněžky až do Harrachova a dále pokračuje téměř přes celé Jizerské hory. V rámci plutonu můžeme pozorovat tři převládající strukturní typy žuly: drobozrnná, střednězrnitá a hrubozrnná. Přechody jsou velmi pozvolné, způsobené buď ubýváním počtu a zmenšováním velikosti vyrostlic draselného živce, nebo úbytkem biotitu a přibýváním podílu křemene (CHALUPSKÝ, J. a kol. 1989).

Hrubozrnná biotická žula je především při jižním okraji Labského dolu v blízkosti Českého hřbetu, žula drobozrnná při okraji severním (Vysoké Kolo). Největší plochu

zaujímá středně, převážně stejnoměrně zrnitá žula, která tvoří i značnou část Labské rokle. Krkonošská žula je prostoupena četnými puklinami, které jsou dobře patrné právě na skalních stěnách Labského dolu: Krakonošova hlava, Jestřábí skály, ale i ve sledované lokalitě Labské rokle (PILOUS, V. 1989). Zde se zároveň projevuje pro Krkonoše typická, kvádrová odlučnost, kterou pukliny podmiňují. Podle Cloosova označení dominují hlavně Q-pukliny (SV-JZ) a k nim kolmé S-pukliny (SZ-JV). Téměř horizontální L-pukliny se vyskytují ojediněle. Kromě těchto ploch primární vodorovné odlučnosti je hojně rozšířeno tzv. lavicovatění, spojené s procesy zvětrávání. Úklon těchto ploch je závislý na morfologii terénu a většinou je konformní se sklonem svahu. Kromě těchto uvedených systémů puklin existuje ještě množství uzavřených vlasových trhlin, které probíhají diagonálně k hlavním systémům (LÍBALOVÁ, J. 1964).

4.2. Reliéf

Oblast Krkonoš spolu s dalšími sudeckými pohořími patří do Krkonošsko-jesenické subprovincie, která je součástí provincie Česká vysočina. Labský důl s Labskou roklí patří do podcelku Krkonošské hřbety (PILOUS, V. 2007b).

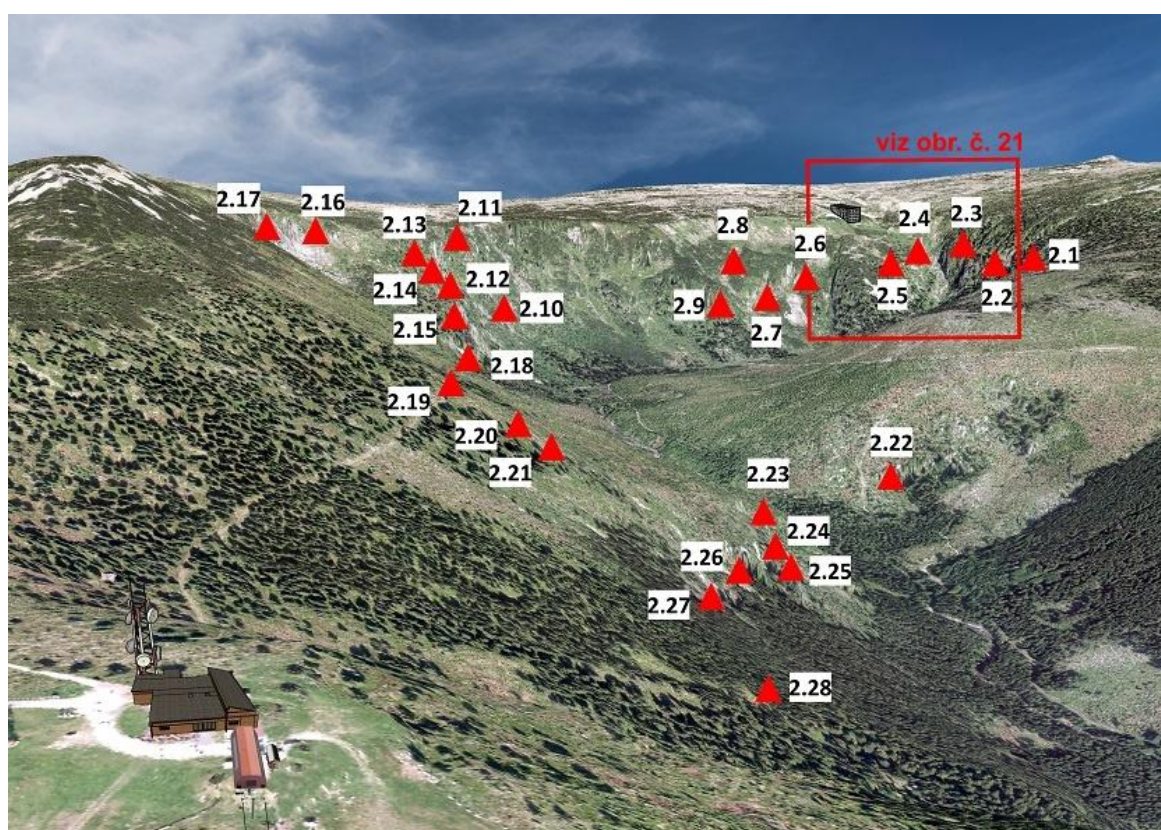
I přes skutečnost, že jsou Krkonoše z geologického hlediska považovány za velmi staré pohoří, jejich dnešní reliéf se utvářel zejména v kvartéru (MIGOŇ P., PILOUS V., 2007). Z původního horstva, které bylo vyzdviženo během hercynského (též variského) vrásnění se zachovaly pouze zarovnané povrchy, které formují vrcholové partie pohoří (Labská, Pančavská a Hančova louka) (PILOUS V. a kol. 1983, V. KRÁL a kol. 1983).

Během Saxonské tektoniky (druhá polovina třetihor) bylo celé území Krkonoš rozlámáno na jednotlivé kry, které byly následně vyzdviženy do dnešní výšky (PILOUS V., a kol. 1983, MATTE, P. 2001). Výzdvihem pohoří se opět nastartovaly procesy erozní činnosti a vytvořily se tak četná údolí. Uplatnily se přitom strukturní vlivy a to nejvýrazněji v případě tvrdých hornin kontaktního pásma podél žulového masívu. Měkčí horniny, včetně žuly, byly odplaveny a kontaktní pásmo zůstalo vyvýšené (SEKYRA J., 1964, PILOUS V., a kol. 1983). Tyto procesy pravděpodobně vedly i k iniciační fázi vývoje studované lokality Labské rokle.

Výrazný dopad na dnešní podobu Labského dolu, mělo období pleistocénu, kdy došlo v důsledku ochlazení klimatu k zalednění karového uzávěru a navazující části trogu (ENGEL Z., 2003; ŠEBESTA J., TREML V., 1976). Na místech nezasažených zaledněním vznikaly periglaciální tvary, zejména kryoplanační terasy, kamenná moře, soliflukční pokryvy, pasivní morény a různé mrazové půdní struktury (TREML V., KŘÍŽEK M.,

ENGEL Z., 2005).

V holocénu se jako převládající geomorfologický činitel uplatnila především vodní eroze. Podstatnými činiteli, jsou také nivální a sněhová eroze. Labská rokle se nachází přímo v lavinové dráze, která má svůj počátek ve dvou fluvialně niválních depresích v blízkosti rokle (J. ŠEBESTA, 1978; KOCIÁNOVÁ, M., ŠTURSOVÁ, H. 2008). Antropogenní vliv je v případě lokality Labské rokly zanedbatelný. Do poloviny 20. století se však nad Labským vodopádem nacházela malá přehrada, která byla pro potěchu turistů několikrát za den vypouštěna. Pravidelné, výrazně zvýšené průtoky vody mohly zvýšit erozní účinek (PILOUS V., 2007a).



Obr. č. 20: Rozložení ledopádu v Labském dole, studovaný ledopád 2.3

Labský důl je z hlediska výskytu ledopádů nejvýznamnější lokalitou nejen v Krkonoších, ale i v celém Česku. Jak již bylo popsáno v kapitole 2.3. nejdůležitější podmínkou pro tvorbu ledopádů jsou skalní stupně s dostatkem vody. Oba faktory jsou zde v ideálním poměru. Ledovcem vymodelované údolí má dostatek skalních útvarů a reliktů zarovnaných povrchů zadržují dostatečné množství vody. Jedná se zejména o Labskou, Pančavskou a Hančovu louku. V zimních měsících je zde zároveň i velké množství sněhu, které umožňuje odizolování půdy, a díky které může voda proudit ke skalním stupňům

a vyživovat ledopády (ŠVEC, M., 2014). Z celkového počtu třiceti ledopádů se pouze pět ledopádů nachází na pravém, méně strmém břehu Labe (včetně studovaného ledopádu v Labské rokli). Ledopády se zde vyskytují zejména na stěnách karů, případně na fluviálně, či glaciálně vymodelovaných skalních plotnách a skalách (ŠVEC, M., 2014).

V nejbližším okolí Labské rokle se vyskytuje dalších pět samostatných ledopádů (obr. č. 21). V zimním období zamrzá také samotný Labský vodopád. Podrobnější přehled výskytu ledopádů poskytuje obr. č. 20. Studovaný ledopád má označení 2.3, přičemž je chápán jako soustava ledopádů na jednom skalním stupni. V této práci je však studována samostatná část s největší výškou a objemem ledu. Sklonitostní poměry a expozici jednotlivých ledopádů poskytuje příloha č. 1, jejich stručný popis příloha č. 3.



Obr. č. 21: Bližší pohled na Labskou rokli a okolí; 2.5, 2.4, 2.3, 2.2 ledopády (popis viz příloha č. 3), "1" a "2" jsou lokality umístění přístrojů (viz obr. č. 16)

4.3. Půdní typy a vegetace

Půdy v Labském dole jsou díky žulovému substrátu zpravidla živinově mírně chudé a kyselé (PODRÁZKÝ, V., a kol. 2007; TOMÁŠEK, M., ZUSKA, V. 1983). V okolí studované oblasti jsou nejvíce zastoupeny půdní typy – podzolu, litozemně, organozemě a gleje organozemního (PODRÁZKÝ a kol. 2007). Nad studovaným ledopádem byl proveden zkušební odběr půdy, který potvrdil hluboký (1 m) horizont gleje organozemního s četným výskytem žulových valounů. Díky silnému zamokření se v průběhu posledních tisíciletí vytvořila horská rašeliniště a vrchoviště, jejichž povrch, fauna i flóra připomínají severskou tundru (ŠTURSA 2009). Na náhorních plošinách a ve svahu Vysokého kola nad ledopádem jejich mocnost nepřesahuje 2–3 m (Správa KRNAP, 2010).

Lokalita Labské rokle se nachází na hranici subalpínského a alpínského stupně (JANKOVSKÁ, V., 2004). Na dně rokle a v okolí se nachází smilkové louky (*Nardo-Agrotion tenuis*) a kapradiny (papratka horská–*Athyrium distentifolium* a kaprad' rozložená–*Dryopteris dilatata*). Na skalních stěnách rostou četné druhy lišejníků, zejména *Ionaspis lacustris*. Celkově jsou ale skalní stěny Labské rokle oproti zbylým oblastem ledopádů vegetačně chudší (HALDA J., a kol. 2011). Nad ledopádem se rozprostírá řídké lesní společenstvo tvořené smrkem stepilým (*Picea abies*) a borovicí klečí (*Pinus mugo Turra*) (SOUČEK, J., 2010). Spodní patro je tvořeno hustým podrostem brusnice borůvky (*Vaccinium myrtillus*), brusnice brusinky (*Vaccinium vitis-idaea*), případně vřesem obecným (*Calluna vulgaris*) (ŠOUREK J., 1969).

4.4. Hydrologie

Labskou roklí protéká řeka Labe, která sem spadá po výrazném skalním stupni Labského vodopádu (34,5 m) (PILOUS V., 2009). Přímě pod vodopád ústí z levé strany bezejmenný potok vyživovaný vodou z podmáčených svahů Vysokého Kola. Na skalních stěnách obou stran rokle se vyskytují nepravidelné proudy vody, které v zimních měsících vyživují ledopády. V dolní části Labské rokle z levé strany ústí Malá Labská rokle, ze které za vyšších srážkových úhrnů přitéká další bezejmenný potok. Oblast je velmi dobře zásobena vodou, o čemž svědčí rozsáhlé rašeliniště v pramenné oblasti Labe a jeho přítoků (viz kapitola 4.3.)

Pro horní tok Labe je charakteristický velký spád a nevyrovnaný podélný profil se střídajícími se úseky s větším a menším sklonem. Koryta vodních toků bývají mnohdy hluboce zaklesnuta v úzkých údolích s četnými peřejemi, či kaskádovitými vodopády.

Hlavním zdrojem vody jsou atmosférické srážky. Až 80 % objemu atmosférických srážek odtéká v podobě povrchového a podpovrchového odtoku (HALÁSKOVÁ, O., HAČAROVÁ E, VAŠKOVÁ I., 2007). Je to způsobeno relativně krátkými toky s příkrými spády, strmou sklonitostí povodí a malou retenční schopností matečných hornin (HLADKÝ, J., SÝKORA, B. 1983). Srážková voda, která neodteče ze svahů hor do podhůří, často způsobuje trvalé zamokření mělkých depresí na hřebenech hor. K nejvyšším průtokům dochází v dubnu a květnu a je způsoben vlivem jarních vysokých průtoků z tajícího sněhu. Další vysoké stavy vody vznikají díky letním srážkovým deštům. Tok má tak niválně-pluviální režim odtoku. Nejméně vody z území odtéká v lednu, únoru, ale také v září (J. HLADKÝ, B. SÝKORA 1983).

Ideální přísun vody je zcela zásadní pro vývoj ledopádu. Zmíněné zarovnané povrchy a četné organozemě vytváří dobrý předpoklad pro dostatečnou zásobu vody. Ve vyživování ledopádů se pravděpodobně uplatňuje také exfiltrace (zpětný odtok), kdy půdní voda vytéká na povrch na styku se skalní stěnou a systémem puklin v žule.

4.5. Klima a sněhové podmínky

Klimatické podmínky v Krkonoších jsou utvářeny převládajícím oceánským prouděním od západu s občasným vpádem kontinentálního vzduchu od východu (GRAMSZ R., POTOČKA J., KOCIÁNOVÁ M. 2010). Specifické mezo a mikroklimatické podmínky dotváří orientace, a členitost reliéfu a nadmořská výška. Údolí východo-západního směru (Mumlavy a Bílého Labe) svým zužujícím se profilem zvyšují rychlost západního proudění, které ovlivňuje rozmístění dešťových a sněhových srážek a tvorbě sněhových lavin. (JENÍK, J., 1961). Vertikální členitost pohoří vytváří podmínky pro turbulentní promíchávání, způsobující výrazné změny počasí i na malé vzdálenosti. (O. HALÁSKOVÁ, E. HANČAROVÁ, I. VAŠKOVÁ 2007).

Dle Quittovy klimatické regionalizace spadá oblast v okolí Labské rokle do chladné klimatické jednotky "Ch 4" (QUITT, E., 1971). Oblast Ch 4 je charakteristická velmi krátkým létem, které je chladné a vlhké. Přechodné období je velmi dlouhé s chladným jarem a mírně chladným podzimem. Zima je naopak dlouhá a velmi chladná, vlhká s velmi dlouhým trváním sněhové pokrývky (J. HLADKÝ, B. SÝKORA 1983). V období 1961 až 1990 byla průměrná teplota na stanici na Labská bouda 2 °C, nejteplejším měsícem byl srpen s hodnotou 10,6 °C, naopak nejchladnějším měsícem leden a únor s hodnotou -5,6 °C. METELKA L., a kol. (2007) uvádí, že z dlouhodobého vývoje průměrných ročních teplot za období 1961 až 2000 je jasně patrný jejich poměrně výrazný

nárůst zejména v 90. letech 20. století. Tento jev přisuzuje postupnému zvyšování průměrné teploty vzduchu, které se projevuje v globálním měřítku.

Rozložení srážek během roku je typické pro horské oblasti střední Evropy (METELKA a kol. 2007). Na stanici Labská bouda se vyskytují maxima v červenci a prosinci. V jednotlivých letech bývají srážky velmi proměnlivé, mohou se lišit až o několik set milimetrů oproti dlouhodobému průměru (METELKA L. a kol. 2007). Na stanici Labská bouda byl za období 1961–1990 stanoven průměrný roční úhrn srážek na 1459 mm (METELKA L., a kol. 2007), což z ní tvoří jednu z nejdeštivějších stanic v královéhradeckém kraji. Z důvodu silného a pravidelného větru se výrazněji projevuje chyba spojená s nezapočítáváním horizontálních srážek. Skutečné srážky by tak mohly dosahovat 1880 až 2060 mm (KWIATKOVSKI J., 1982). Tuhé srážky (sníh, kroupy, námraza) se na celkovém úhrnu podílejí nadpoloviční většinou (HLADKÝ, J., SÝKORA, B. 1983).

Sněhová pokrývka leží v oblasti Labské boudy přibližně od začátku prosince do začátku května. Na mocnosti a délce trvání se uplatňuje zejména výšková stupňovitost, nicméně vítr a reliéf také výrazně ovlivňují depozici sněhu (JENÍK, J., 1961). Z plošin a temen hor je sníh přesouván větrem k okrajům údolních depresí, kde se vlivem turbulence na závětrném svahu usazuje, a vytváří mnohametrové vrstvy s častými převějemí. Místní podmínky výrazně ovlivňuje orientace svahu. Vzhledem k převažujícímu západnímu, až severozápadnímu proudění jsou tyto akumulace soustředěny nejvíce na svazích orientovaných k východu až jihovýchodu (V. SPUSTA sen., V. SPUSTA jun., M. KOCIÁNOVÁ 2003).

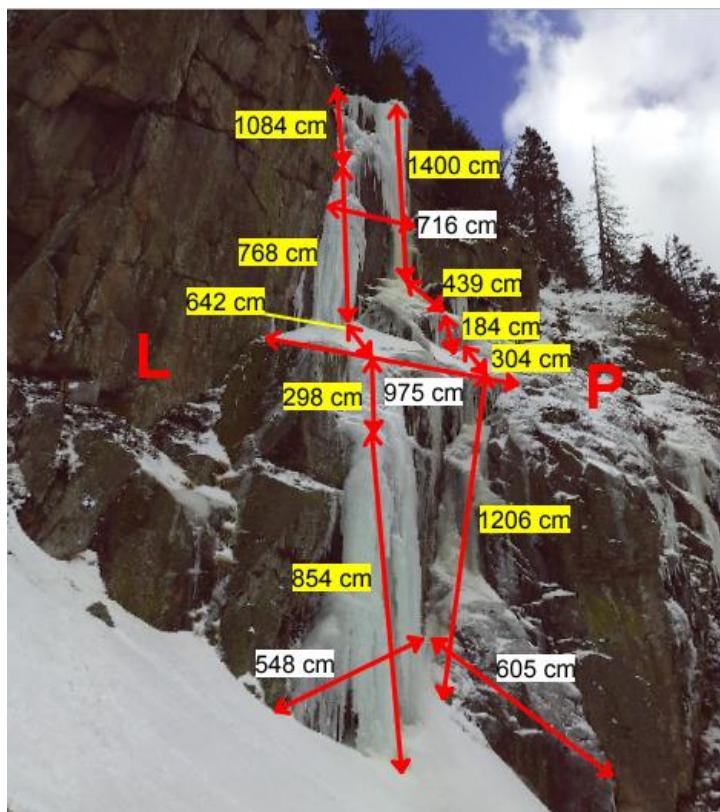
5. Výsledky

5.1. Morfologie studovaného ledopádu v Labské rokli

Morfologie ledopádu je ovlivněna členitým reliéfem Labské rokli. Labská rokli vznikla díky fluvialní erozi a tektonické podmíněnosti. Eroze probíhala podél strmých podélných puklin (130° – 155°) za spoluúčasti puklin svírající ostrý úhel (100°) a strmých puklin příčných (50°), které podmiňují gravitační odlamování bloků a balvanů. V horní části rokli jsou však všechny potlačeny dominantními svislými puklinami sekundární tektoniky směru

150°- 155°, na které je vázaná i mylonitizovaná, silně alterovaná zóna s brekciovitou strukturou a znaky silicifikace, vystupující na dně rokle. Podle ní se lomí i směr rokle a v závěrečné části nabývá spíše stržovitěho charakteru s větším sklonem dna (PILOUS, V. 1988). Rokle začíná 34,5 metrů vysokým stupněm Labského vodopádu ve výšce 1250 m n. m. (horní hrana stupně) a strmě klesá až do 1100 m n. m. Je ostře zahloubená do středně zrnitého žulového podkladu, její osa směřuje od severozápadu na jihovýchod. Je úzká 20–50 m a dlouhá 480 m. Na příčném profilu je výrazně asymetrická; severní, levá stěna ve svahu Vysokého Kola dosahuje výšky 20–40 m, pravá, rozvírající se do Labského dolu 5–20 m. Její dno se sklonem 33 % vytváří sérii drobných kaskád a peřejí, které jsou pokračováním Labského vodopádu. Suťový osyp odtlačuje tok Labe k pravé stěně a současně vyplňuje téměř celé dno rokle. Největší balvany osypů dosahují 3–5 m. Naměřené hodnoty obecně souhlasí i s údaji zaznamenanými V. Tremlem (1972) a V. Pilousem (1988).

Studovaný ledopád (N 50°46.23597', E 15°32.99510') se nachází na levé, severní straně rokle v její střední části (1200 m n. m.), 90 m od spodní části Labského vodopádu (obr. č. 21). V detailní modelaci stěny se projevuje kvádrovitá odlučnost žuly. Nejvýznamněji se uplatňují příčné pukliny 145- 155°/ 75- 90°, paralelní se stěnou rokle v horní části (PILOUS V., 1988). Při určování stran je zde vhodnější použít přímý pohled na ledopád, nikoli hydrologický pohled ve směru nestálého toku. Ledopád můžeme podle morfologie stěny rozdělit na horní a spodní část, oddělenou skalním prahem (6,5 m, 35°). Z hlediska tvorby ledu pak na pravou a levou část, která se spojuje pouze za vhodných podmínek. Jednotlivé rozměry viz obr. č. 22. Celková délka v nejdelším směru dosahuje 35 m měřená po povrchu skály. Převýšení je 34 m. Průměrný sklon tedy činí 76,3°.



Obr. č. 22: Rozměry jednotlivých částí ledopádu v Labské rokli (L=levá strana; P= pravá strana)

Skalní povrch je poměrně členitý. Vyskytují se zde jak převislé a svislé úseky, tak i rovné prahy. Povrch není hladký, ale s řadou skalních výčnělků a puklin. Díky tomu mohou vznikat téměř všechny ledové formy (popsané v kap. 2.2.). Hlavní část ledopádu začíná strmým zahloubením, které bylo vymodelováno občasným proudem vody. V horní části se roztroušeně nachází vegetace, níže po četných nerovnostech přechází na kompaktní skálu. Po 10,8 m dochází k výraznější změně sklonu a následuje 7,6 m svislý, až mírně převislý úsek. Ten končí na skalním prahu o mírném sklonu (6,4 m, 35°). Skalní práh má množství nerovností a směrem na jiho-východ se zužuje. Ze skalního prahu následuje krátký třímetrový úsek o sklonu 60°, na který navazuje svislá, místy převislá část dlouhá 11,5 m. Skalní stěna zde není kompaktní, je rozpukána množstvím strmých příčných puklin (50°) (PILOUS V., 1988).

Pravá část ledopádu začíná převislou skalní stěnou, která se ve spodní části stává svislou (14 m). Následuje střední prahová část o mírnějším sklonu. Skalní práh je zde více členitý, s až 1,8 m vysokým svislým skalním stupněm. Ve spodní části vyniká strmé úžlabí, které přechází v žulovou plotnu.

Vzhledem k množství ledových útvarů, které jsou spojeny s výše popsaným členitým povrchem, byl ledopád v Labské rokli zařazen ke komplexnímu typu ledopádů. V levé horní části můžeme pozorovat led položený, který přechází do ledu svislého. Převislost stěny je nízká (100°) a jen v malé části, a tak se převislé ledové struktury vytváří jen v omezené míře a zpravidla se brzo spojí se skalní stěnou. Vzniká tak led plně přilnutý ke skále. Následuje úsek položeného ledu skalního prahu, kde se může uplatňovat metamorfóza na led přeměněný ze sněhu. Pravé spodní části dominuje ledový stalaktit, který se postupně vyvíjí v ledový sloup. V průběhu zimy se zpravidla spojuje se svislým ledem vlevo od něj, čímž zvyšuje svoji stabilitu.

V levé horní části vzniká řada rampouchů, které se spojují a tvoří ledový závěs. V případě spojení obou stran ledopádu musí dojít k rozšíření tohoto závěsu přes celou stěnu. Níže se nachází, již zmíněný skalní stupeň, kde často ulpívá sníh. Ve spodní části se v malém žlabu kumuluje větší množství ledu, pravou stěnu pokrývá často jen tenký ledový film.

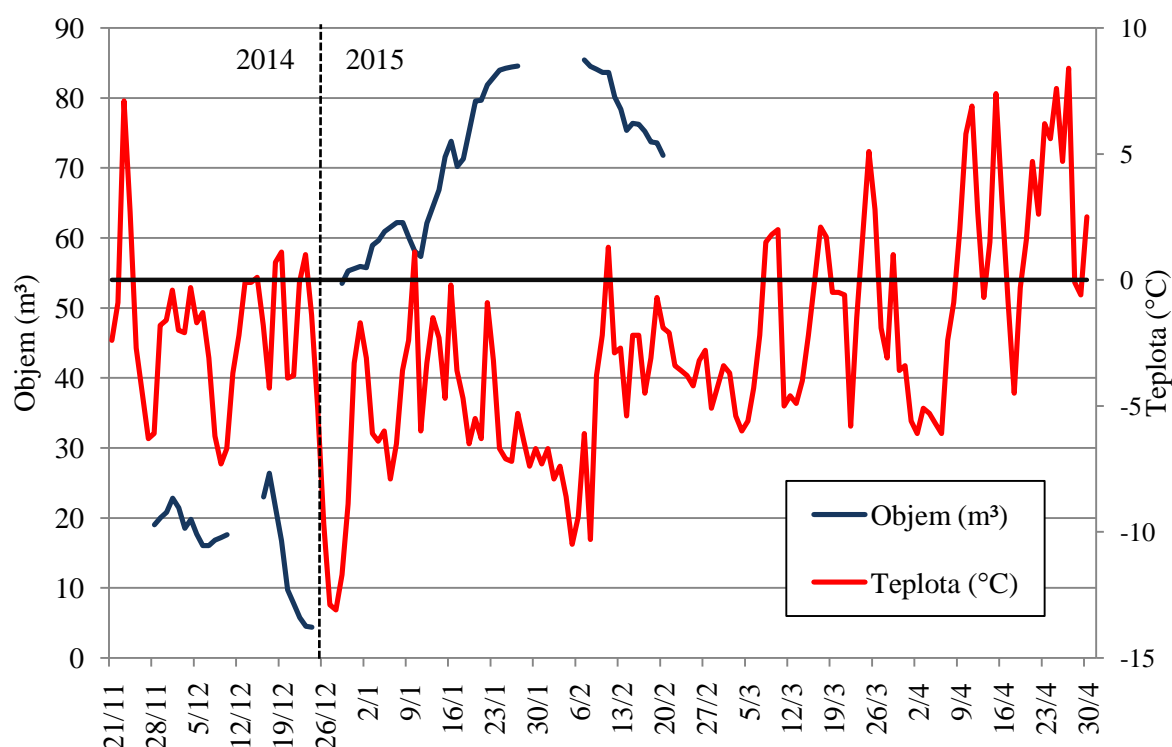
Z menších ledových tvarů můžeme pozorovat rampouchy, stalagmity, ledové povlaky a pizolity. Na začátku zimy vznikají často také akreční tvary způsobené rychlým mrznutím vody. K plnému spojení obou částí v kompaktní celek dochází jen za příznivých podmínek, nicméně k částečnému spojení dochází téměř každoročně. Ve velmi vzácných případech může dojít i k vytvoření dalšího ramena ledopádu z dlouhé převislé stěny v levé části ledopádu.

5.2. Vývoj ledopádu v Labské rokli 2014/2015

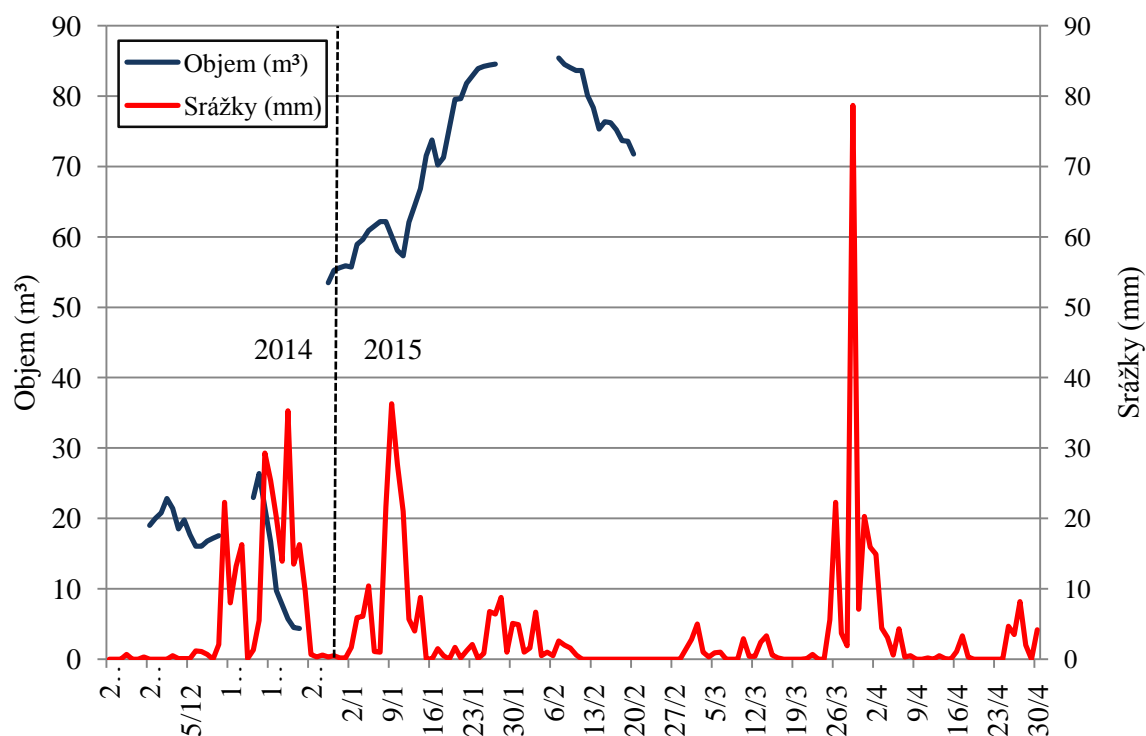
Iničiační fáze tvorby ledu se projevila 19. 11. 2014, kdy teplota poprvé dlouhodoběji klesla pod bod mrazu. Počáteční stádium vývoje bylo zpomalené krátkým oteplením (27. a 28. 11. 2014), ale i přesto objem ledopádu do 18. 12. 2014 dosáhl $26,3 \text{ m}^3$ (obr. č. 23.). Při vánočním oteplení však dešťové srážky (obr. č. 24) zmenšily objem ledu na $9,7 \text{ m}^3$ (během dvou dnů spadlo $54,7 \text{ mm}$ srážek). Po dalším oteplení a poklesu objemu ledopádu na $4,3 \text{ m}^3$ následovalo výrazné ochlazení (až $-13,4 \text{ }^\circ\text{C}$). Během něj se objem ledopádu rozrostl až na $53,5 \text{ m}^3$ za pouhých pět dnů (24. 12.–29. 12. 2014). V průběhu ledna se objevila ještě jedna krátká epizoda zvýšené teploty a srážek, která snížila objem ledu o 5 m^3 (9. 1.–11. 1. 2015). Dále ale ledopád téměř konstantně rostl až do 7. 2. 2015, kdy dosáhl největšího zaznamenaného objemu sezóny ($85,4 \text{ m}^3$). V druhé půlce února ledopád poklesl až na $71,8 \text{ m}^3$ (20. 2. 2015), pravděpodobně důsledkem zvýšeného trvání denního svitu (obr. č. 27) a globálního záření (obr. č. 26). Srovnání vývoje objemu

ledopádu a vlhkosti vzduchu je vyobrazeno v obr. č. 28.

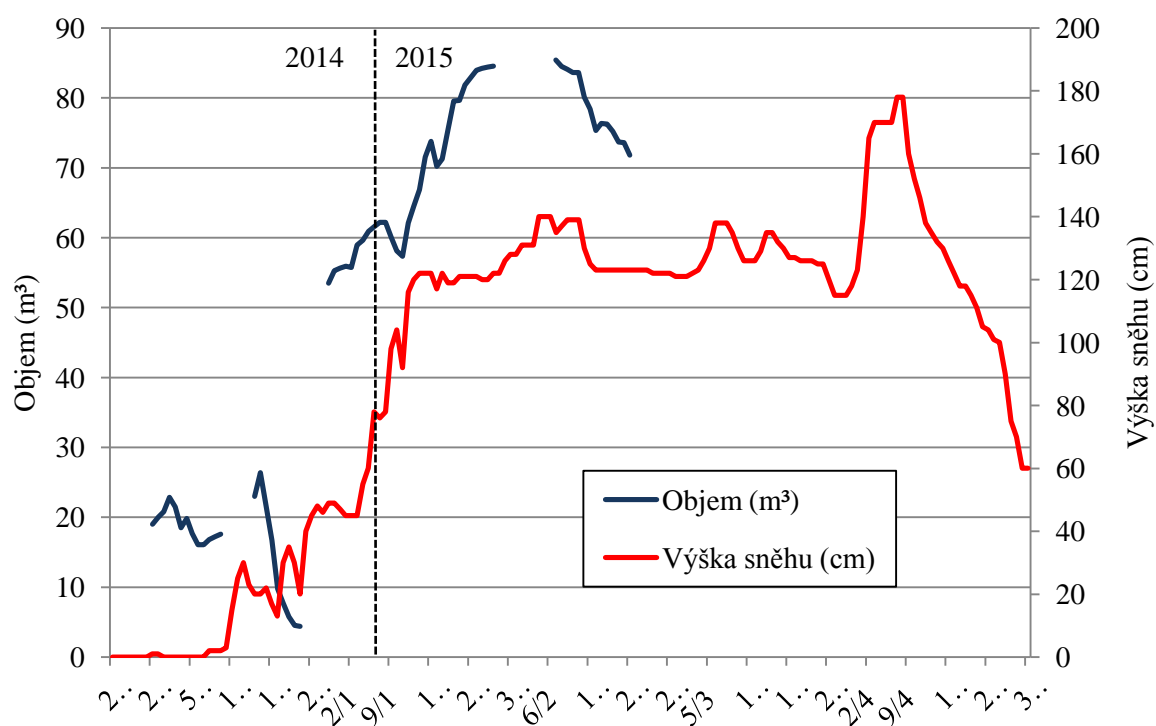
Údaje o množství ledu nejsou pro zbývající část sezóny k dispozici z důvodu poruchy přístroje (viz kap. 3.1.), lze ale předpokládat postupný pokles ledopádu v důsledku stále se zvyšujícího globálního záření a zvyšující se teploty. Podle záznamu o výšce sněhu, která velmi dobře odráží objem ledopádu (viz obr. 25 a kap. 5.4.1), a zvyšujícímu se globálnímu záření je pravděpodobné, že k výraznějšímu úbytku ledopádu došlo až na přelomu března a dubna. Ke krátkodobému nárůstu objemu ledopádu pravděpodobně došlo při ochlazení a nárůstu sněhové pokrývky v druhé půlce dubna.



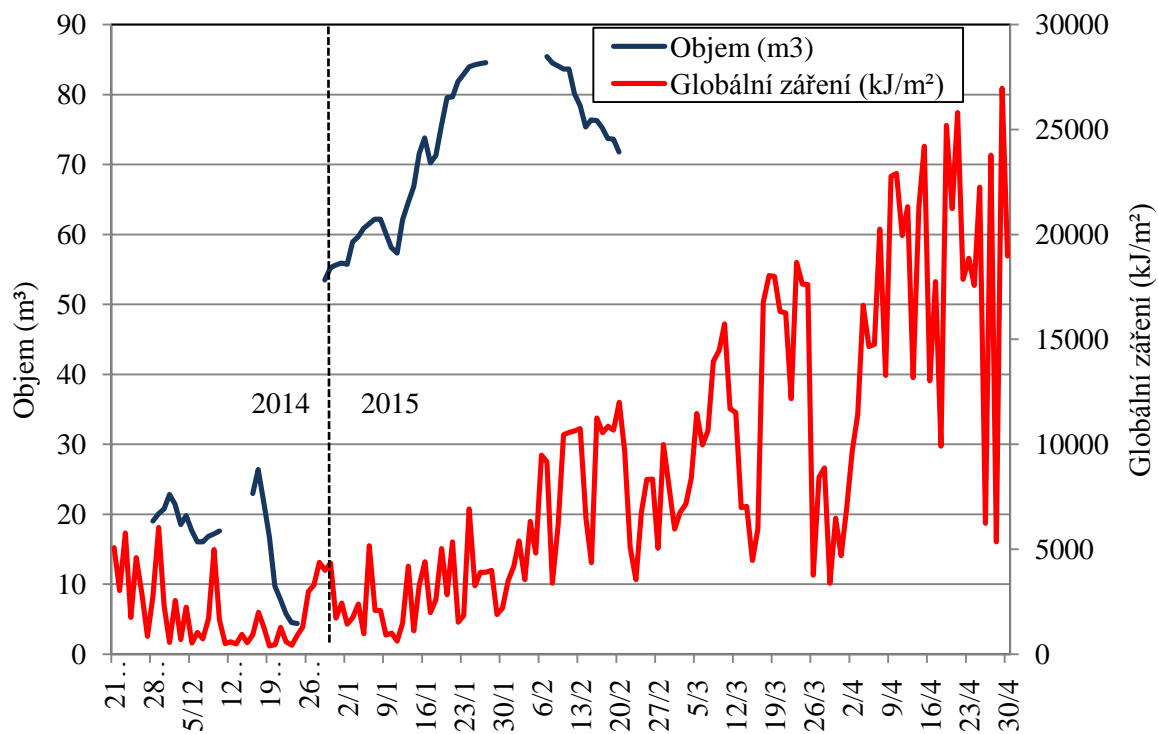
Obr. č. 23: Vývoj objemu ledopádu a teplot v zimě 2014/2015



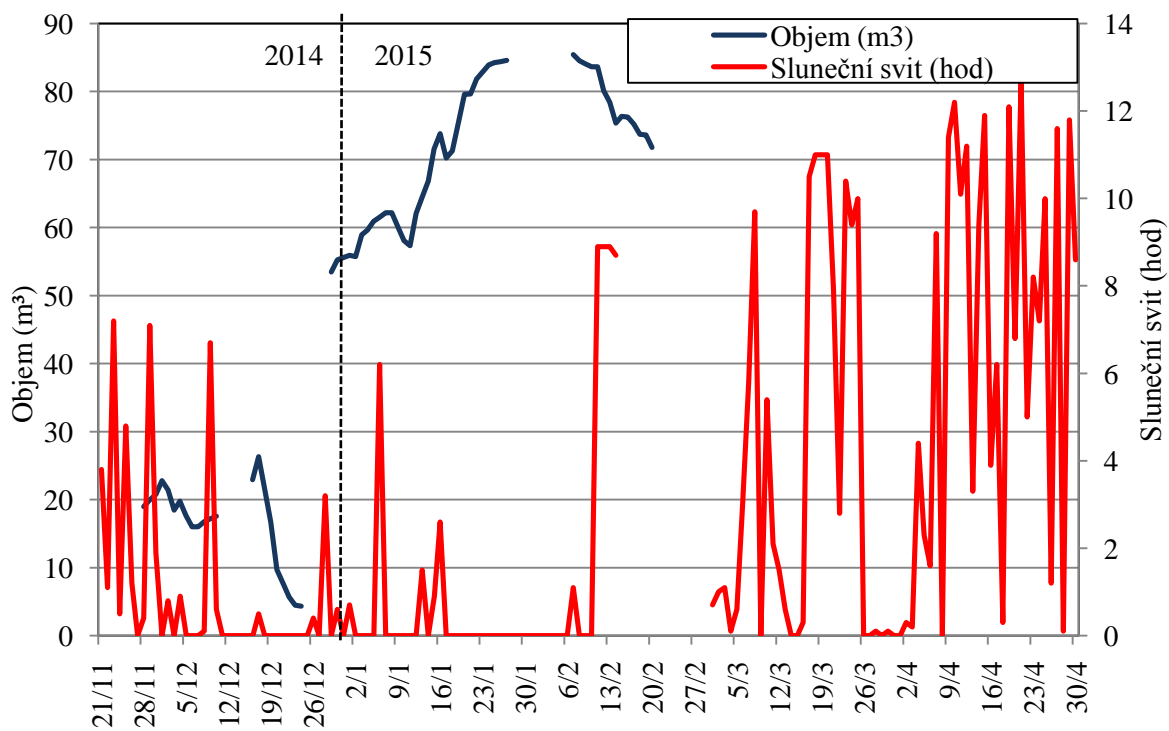
Obr. č. 24: Vývoj objemu ledopádu a srážek v zimě 2014/2015



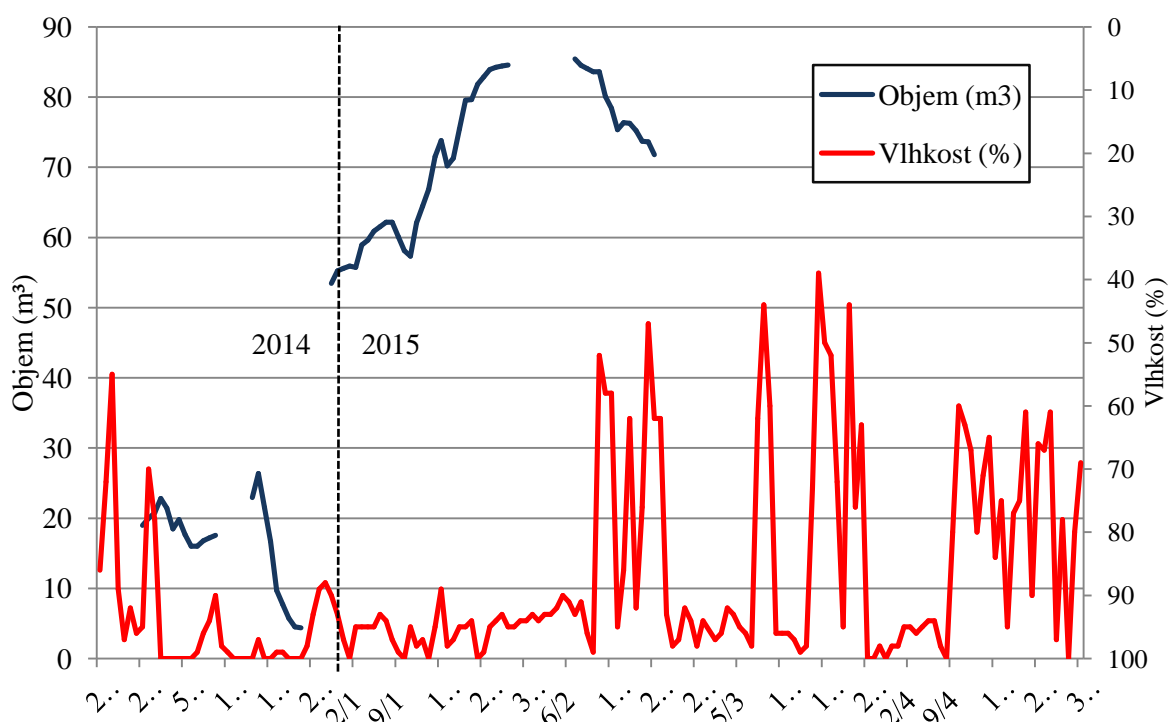
Obr. č. 25: Vývoj objemu ledopádu a výšky sněhu v zimě 2014/2015



Obr. č. 26: Vývoj objemu ledopádu a globálního záření v zimě 2014/2015



Obr. č. 27: Vývoj objemu ledopádu a trvání slunečního svitu v zimě 2014/2015



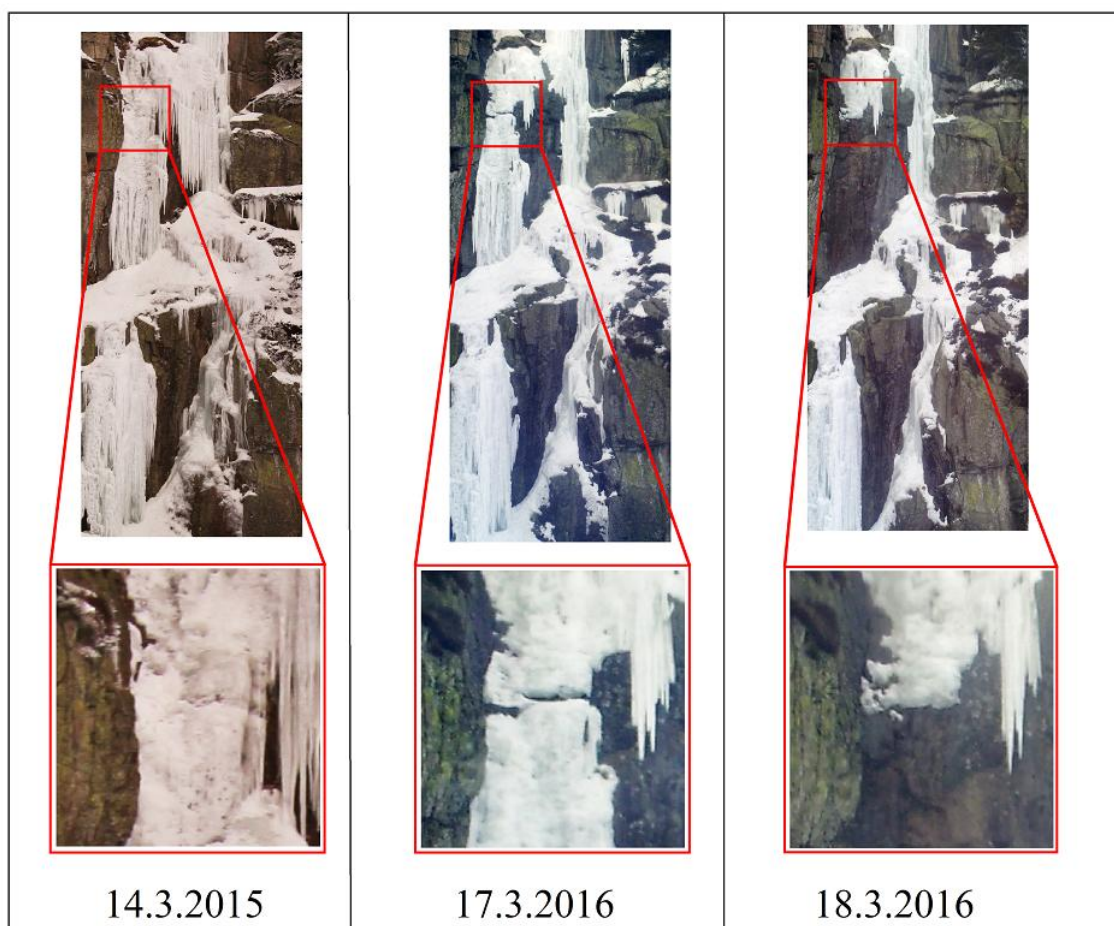
Obr. č. 28: Vývoj objemu ledopádu a vlhkosti v zimě 2014/2015

5.3. Vývoj ledopádu v Labské rokli 2015/2016

Začátek vývoje ledopádu, nebyl z důvody poruchy přístroje zaznamenán, nicméně můžeme předpokládat (viz kap. 2.3), že následoval po ochlazení pod 0 °C dne 20. 11. 2015, kdy přišla nad území studená fronta. Doba trvání teplot pod bodem mrazu byla až do 1. 12. 2015. Během velmi krátké doby byl vytvořen značný objem ledu, který odpovídal téměř polovině svého maxima (35,4 m³). Zároveň ale ledopád zcela roztál v období prosincového oteplení (17.–28. 12. 2015)

Druhá iniciační fáze nastala na přelomu roku. Od 29. 12. 2015 teplota trvaleji klesla zpět pod bod mrazu a ledopád se začal opět vytvářet. Velmi rychle, během pěti dní (29. 12. 2015–4. 1. 2016), dosáhl objemu 25,4 m³. Následovalo krátké oteplení a s ním spojený úbytek ledové hmoty v druhé půlce ledna (19. 1.–22. 1. 2016), nicméně poté ledopád znovu zmohutněl v důsledku poklesu teploty a vlivem dalších faktorů (viz kap. 5. 4.). V rozmezí 5.–19. 2. 2016 došlo k výraznému růstu ledu až na hodnotu 75,1 m³. Při dosažení objemu, přibližně 70 m³, se růst ledopádu stabilizoval a na další výkyvy teplot

reagoval pouze v omezené míře. Změna ve vývoje ledopádu nastala až 14. 3. 2016, kdy byla poprvé zaregistrována trhlina v jeho horní levé části (obr. č. 29). V této svislé, místy volně visící, části ledopádu je deponována značná část objemu ledopádu (cca 16 %). Během dalších čtyř dní došlo k rozšíření pukliny a následně k destrukci celého ledového pilíře. I přes následný úbytek ledu (ze 70 m³ na 42 m³), který trval pět dní, se ledopád znovu zvětšil o 10 m³. Po čtyřech dnech (22.–25. 3. 2016) se ale znovu vrátil k fázi tání. Ledopád celý roztál a rozpadl se 8. 4. 2016. Poslední vývoj během zimy 2015/2016 byl zaznamenán ještě na konci dubna, kdy se skalní stěna znovu pokryla malým množstvím ledu. Vydržela však jen šest dní (24.–29. 4. 2016). Zimní sezóna 2015/2016 byla u ledopádu v Labské rokli definitivně ukončena 30. 4. 2016, kdy roztál poslední led.



Obr. č. 29: Záznam zhroucení části ledové stěny v Labské rokli v březnu 2016.

Celkově největších objemů dosahoval ledopád mezi druhou polovinou února do poloviny března (17. 2.–17. 3. 2016). Hodnoty přesahující 70 m³ byly zaznamenány od 19. 2. do 16. 3. 2016 s poklesem pod tuto hranici od 26. 2. do 1. 3. 2016. Během sledovaného období (1. 11. 2015–1. 5. 2016) bylo v ledopádu průměrně uloženo 31,88 m³. Pokud

bychom odebrali dny bez ledového pokryvu, průměr by se zvýšil na 35,9 m³. Celkově bylo zaznamenáno 135 dní s ledovým pokryvem. Kromě hlavní fáze trvající od 29. 12. 2015 do 8. 4. 2016 měl ledopád další dvě krátké fáze vývoje a rozpadu na začátku a na konci sledovaného období (21.–28. 11. 2015 a 25.–29. 4. 2016). Velmi podobné denní změny objemu ledu dosahují jak denní přírůstky, tak úbytky. Velmi podobných hodnot bylo zároveň dosaženo při růstu ledopádu. Největší přírůstek byl zaznamenán 6. 2. 2016, a to 13,3 m³ za 24 hodin. Hodnoty přes 10 m³ byly dále ještě 22. 3. 2016 (10,9 m³) a 19. 2. 2016 (10,7 m³). K poklesu objemu ledu došlo u ledopádů v důsledku epizodního zhroucení i postupného tání. Nejrychlejší změna nastala 29. 4. 2016, kdy za jeden den ubylo 13,4 m³ ledu. Další dny s výrazným úbytkem ledu jsou 18. 3. 2016 (-12,4 m³), 28. 3. 2016 (-12,1 m³), 8. 1. 2016 (-10,8 m³), 17. 3. 2016 (-10,7 m³), 27. 3. 2016 (-10,5 m³). Zhodnocení uvedených událostí přibližuje kap. 5.4. Na jednotlivých rekordních úbytcích a růstu ledopádu se podílí vždy řada faktorů, jejichž účinky se navzájem pravděpodobně spojují i ruší zároveň (viz kap 6.3.).

5.4. Vývoj klimatických podmínek

5.4.1. Teplota

Jak je patrné z obr. č. 31 a 32, chod teploty velmi dobře koresponduje s vývojem ledopádu. Měsíc listopad byl z pohledu teplotního normálu 1961–1990 nadprůměrný. Meteorologická stanice Labská bouda dosáhla teploty 1,8 °C (HYNČICA M., 2016c), s odchylkou od normálu +3,5 °C. Labská rokle³ měla průměr pouze 0,6 °C. Ochlazení na konci měsíce (minimum 24. 11. 2015; -8,6 °C) i přesto umožnilo vznik ledopádu. Prosinec byl z hlediska dlouhodobého průměru ještě teplejší. Průměrná teplota -0,1 °C na Labské boudě byla o 4,9 °C vyšší, než normál 1961–1990 (HYNČICA M., 2016d). Nejvyšší teploty bylo dosaženo 20.12. (7,2 °C), kdy došlo k úplnému roztátí ledopádu. Naopak nejnižší teploty nastaly až při jeho závěru (31.12. 2015; -9 °C), kdy byl znovu nastartován vývoj ledové stěny.

V důsledku ochlazení až na -12 °C během 2. 1.–5. 1. 2016 začal ledopád znovu růst. Druhá fáze ochlazení byla přerušena jednodenním zvýšením teploty k 0 °C hranici. Následovalo další ochlazení od 16. 1. do 22. 1. 2016, což bylo nejchladnější období ve sledované sezóně (průměr -11,2 °C) s minimem 19. 1. 2016 (-18,5 °C). Tyto dvě chladné

³ Pro údaje k Labské rokli byla použita data z čidla v prostoru fotopasti (1) (viz kap. 3.3.).

epizody přispěly k tvorbě ledu, nicméně neměly tak výrazný efekt, jako při poklesu teploty na konci listopadu. Důvodem může být již příliš nízká teplota, která zmrazí přívod vody a ledopád tak nemá z čeho vznikat. Celkově byl měsíc leden stále nadprůměrný (Labská Bouda $-5,6\text{ }^{\circ}\text{C}$; $+0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ nad normál) (HYNČICA M., 2016e). Labská rokle dosáhla v lednu průměrné teploty $-5,2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Měsíc únor byl teplotně abnormální. Na stanici Labská bouda byla průměrná teplota $-3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($+1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ od normálu) (HYNČICA M., 2016f). V Labské rokli byla naměřena hodnota $-2,9\text{ }^{\circ}\text{C}$. Celkově byl měsíc únor z hlediska teplot bez významnějších výkyvů. Denní maxima pětkrát překročila hranici $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Naopak denní minima klesala často pod $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Dne 27. 2. 2016 byla zaznamenána i hodnota pod $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Díky těmto výkyvům mohly být pozorovány velmi drobné změny objemu ledu, které svým rozsahem byly výrazně menší, než v počátečních fázích vývoje ledopádů. Přes den, kdy byl led vystaven kladným teplotám (a slunečnímu záření, viz 5.4.3) led tál. Jednalo se často o malé plošné úbytky a zborcení drobných ledových částí (zejména rampouchů). Přes noc ledopád znovu přibýval na objemu. V únoru, stejně jako i v březnu bylo možné pozorovat cyklickou tvorbu a úbytek jednotlivých rampouchů (viz obr. č. 30). Tyto menší výkyvy pravděpodobně nebudou patrné z výsledných grafů, protože se jedná o objemově nevýrazné tvary. Celkově byl únor měsícem s největšími objemy ledu, které ale pravděpodobně nebyly způsobené pouze teplotou (viz 6.3.).



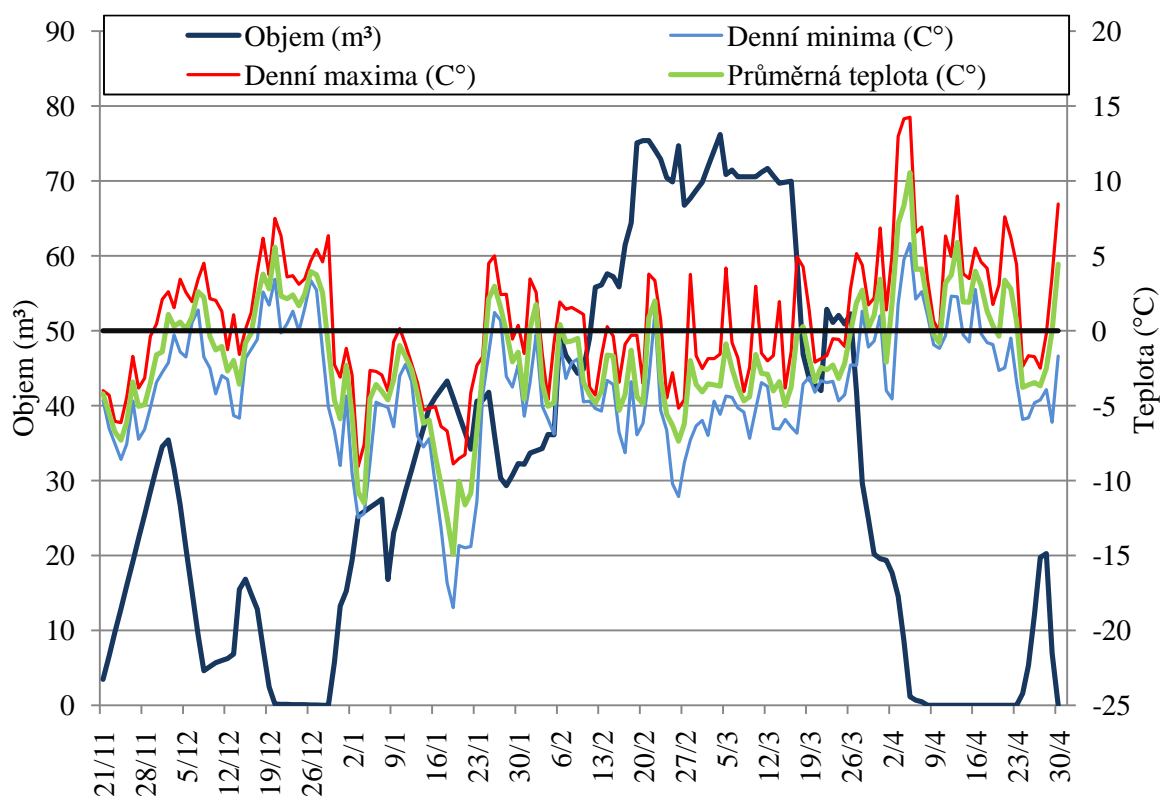
Obr. č. 30: Cyklická tvorba rampouchů 6.–8. 3. 2016

Březen byl pro lokalitu Labské rokle mírně nadprůměrný. Byla naměřena průměrná teplota $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Na stanici Labská bouda $-2,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($+0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ nad normál) (HYNČICA M.,

2016g). Nejen z hlediska průměrných teplot byl tento měsíc velmi podobný únoru. Analogicky byl zaznamenán i chod teplot, který byl bez výraznějších výkyvů. Zároveň se také objevovali menší cyklické výkyvy malých tvarů viz obr. č. 30. Maximální denní teploty ale častěji dosahovaly nad 0 °C, což spolu s dalšími faktory stačilo na rozrušení stability ledopádu a epizodní úbytek ledu 18. 3. 2016 (obr. č. 29). Ve zmíněný den byla naměřena teplota 4,3 °C, která pravděpodobně také zapříčinila konečné zhroucení ledové struktury.

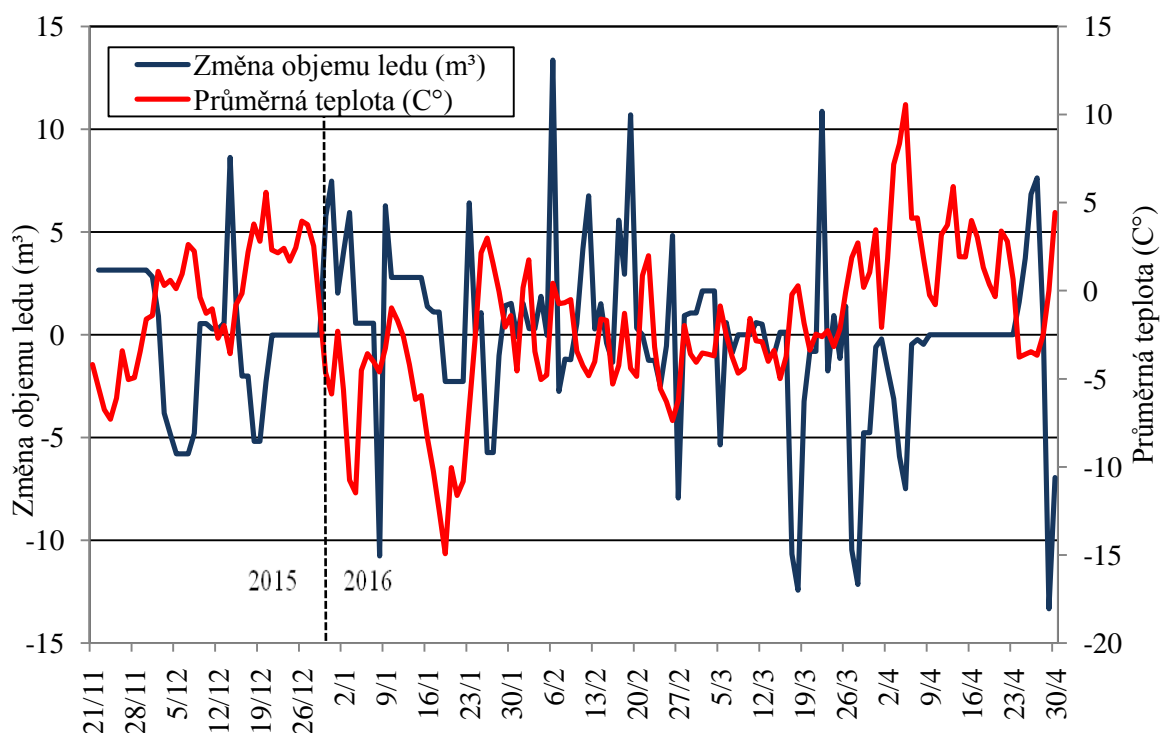
Duben byl z hlediska teplot opět mírně nadprůměrný (stanice Labská bouda 1,2 °C, +1 °C od normálu) (HYNČICA M., 2016h). Přímo v Labské rokli byla průměrná teplota 1,8 °C. Duben byl teplotně nevyrovnaný měsíc. Na začátku převládaly kladné teploty, které se řadily k nejteplejším dnům během celé zaznamenané sezóny. Během intervalu od 3.–5. 4. 2016 činil průměr 8,7 °C s maximem 14,3 °C (5. 4. 2016). Díky těmto velmi teplým dnům ledopád zcela zmizel. Na konci dubna bylo celé Česko pod vlivem studeného vzduchu od severozápadu, který zapříčinil poslední růst ledu v Labské rokli v zimě 2015/16. Teploty klesly až na -6,1 °C (29. 4. 2016), velmi rychle ale vystoupaly zpět až na 8,5 °C (30. 4. 2016), což vedlo k roztátí veškerého zbylého ledu během dvou dnů.

Průměrná teplota za sledované období 1. 11. 2015–30. 4. 2016 na meteorologické stanici Labská bouda byla -1,5 °C. Při stejném intervalu obou dat vyšel sezónní průměr pro Labskou boudu -2,4 °C. Datalogger (1) byl instalován až 20.11., díky čemuž byla naměřena průměrná hodnota -1,7 °C, i přesto, že průměrně vykazoval vyšší teploty (viz níže).



Obr. č. 31: Vývoj objemu ledopádu a teplot v průběhu zimy 2015/2016

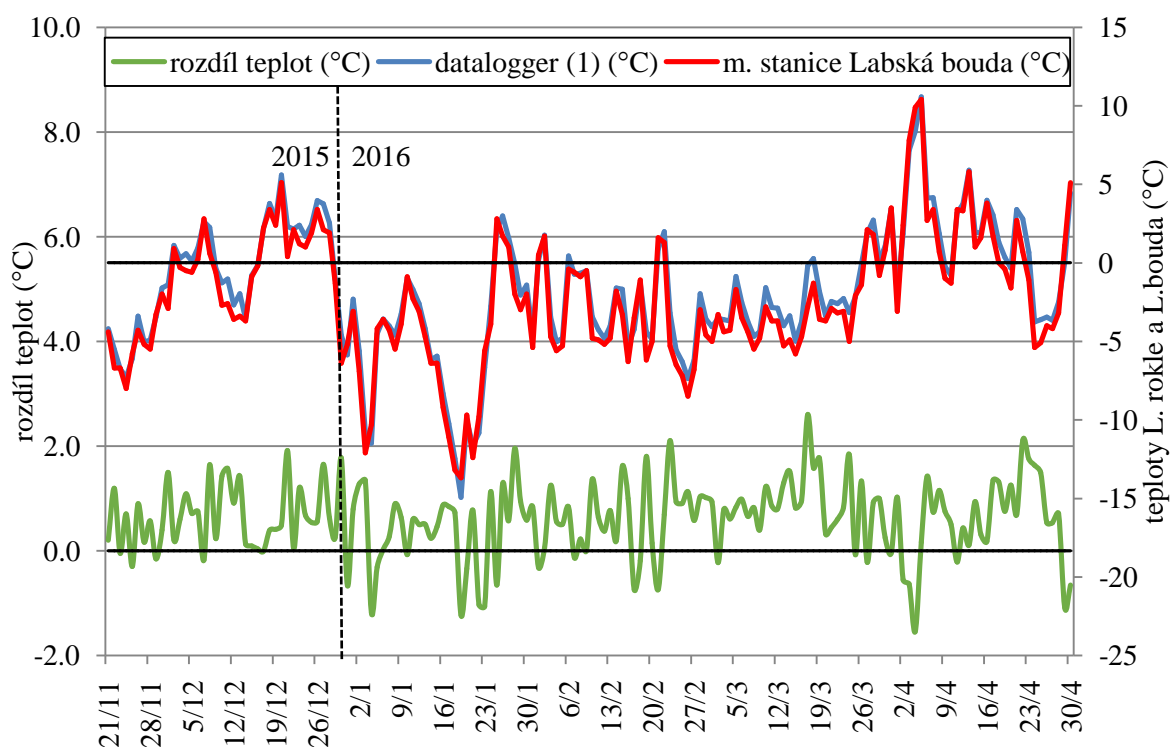
Podrobnější pohled na výkyvy objemu ledopádu v Labské (obr. č. 32) ukazuje, že velmi nízké teploty nejsou pro růst ledopádu nejideálnější. Z hlediska zimy 2015/16 je patrné, že výraznějšího přibývání objemu ledu nekoresponduje s nejnižšími naměřenými teplotami. Je pravděpodobné, že nízká teplota zmrazí přívod vody pro ledopád a ten následně nemůže dále růst. Z dostupných dat je konkrétní teplota, při které dojde k zastavení růstu ledu, obtížně kvantifikovatelná. Jak je patrné z obr. č. X, v případě velmi nízkých teplot (-15°C) 9. 1. 2016 nedošlo k žádnému růstu ledopádu. Naopak při poklesu teplot pod -15°C 19. 3. a 27. 3. 2016 se ledopád o 2–5 m³. Způsob působení nízkých teplot na ledopád bude pravděpodobně záviset i na dalších faktorech, zejména na výšce sněhové pokrývky.



Obr. č. 32: Denní změna objemu ledopádu a průměrná denní teplota

Srovnání teplot v Labské rokli a Labské boudě

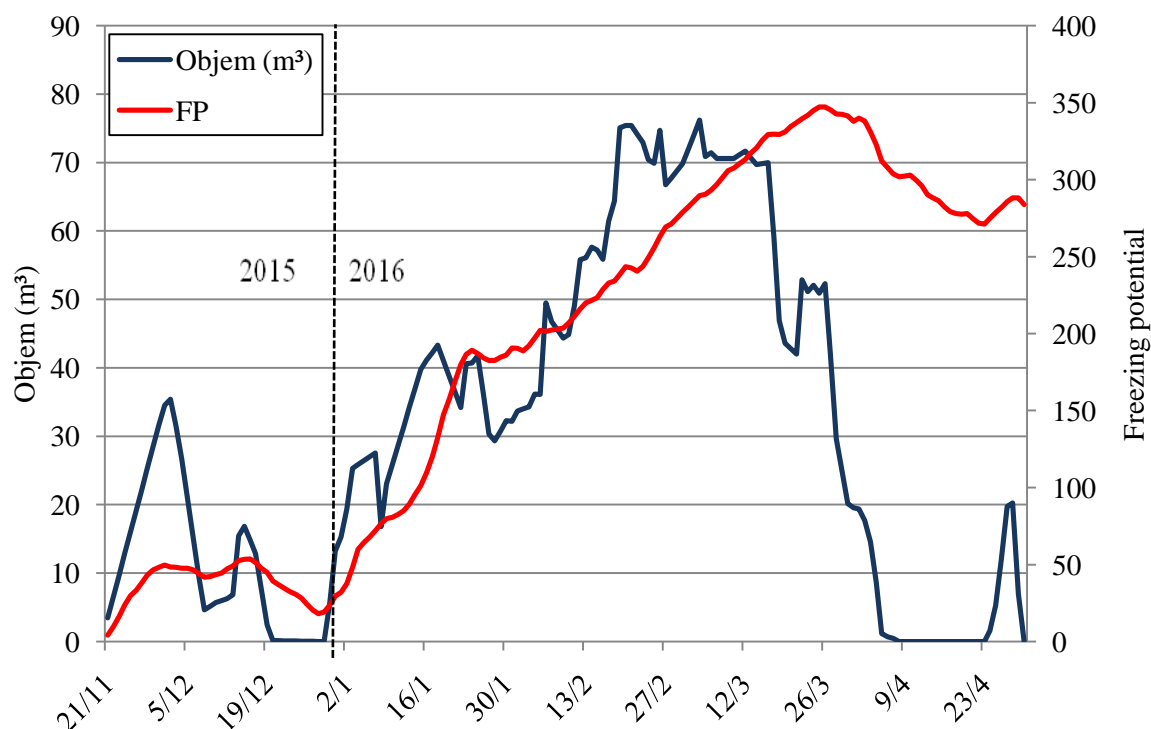
Rozdíly mezi teplotami v Labské rokli a na Labské boudě se zpravidla pohybovaly v rámci ± 2 °C (obr. č. 33). Téměř po celé sledované období byla teplota v Labské rokli vyšší, než na Labské boudě. Důvodem je zejména stometrový výškový rozdíl, který odpovídá výškovému teplotnímu gradientu $+0,65$ °C. Rozdíly však byly často mnohem výraznější. Rekordní bylo datum 17. 3. 2016, kdy byl rozdíl $+2,6$ °C. Větší teplotní rozdíly neodpovídající vertikálnímu teplotnímu gradientu mohou být způsobeny přítomností žulové stěny a relativně uzavřenou oblastí rokly. Zmíněný rekordní rozdíl koresponduje i s výraznou hodnotou globálního záření. V průběhu zimy se vyskytlo i 14 dnů, kdy byla teplota v rokli naopak nižší, než na Labské boudě. Tyto události byly téměř vždy spojeny s teplotou >-5 °C. Vysvětlením pro tyto události může být konvexní tvar rokly, kdy těžší studený vzduch stékal do nižších poloh Labské rokly.



Obr. č. 33: Srovnání dat z Labské boudy a z dataloggeru v Labské rokli

Freezing potential

Z výsledného grafu (obr. č. 34) je zřejmé, že graf *freezing potentialu* (viz kap. 3.5.) poměrně dobře reprezentuje reálný trend vývoje ledopádu. Z výsledků, které vycházejí z kumulace záporných a kladných teplot, je patrné, že teplota je významný činitel, který má dopad na tvorbu ledu (viz kap. 2.5.). Vypočítaný potenciál nedostatečně odpovídá výraznému růstu ledopádu na konci listopadu (21.–30. 11. 2016) a února (13.–29. 2. 2016), ale naopak poměrně dobře odpovídá rychlému vývoji v půlce ledna (9.–23. 2016). K největším odchylkám dochází v predikci poklesu objemu ledopádu, zejména náhlému epizodnímu zhroucení. K větším odchylkám dochází také ve fázi maximálního zalednění (viz níže). Koeficient *freezing potentialu* je vhodný pouze k jednoduchému modelování růstu ledopádu, ale poměrně dobře reprezentuje převládající trend vývoje.



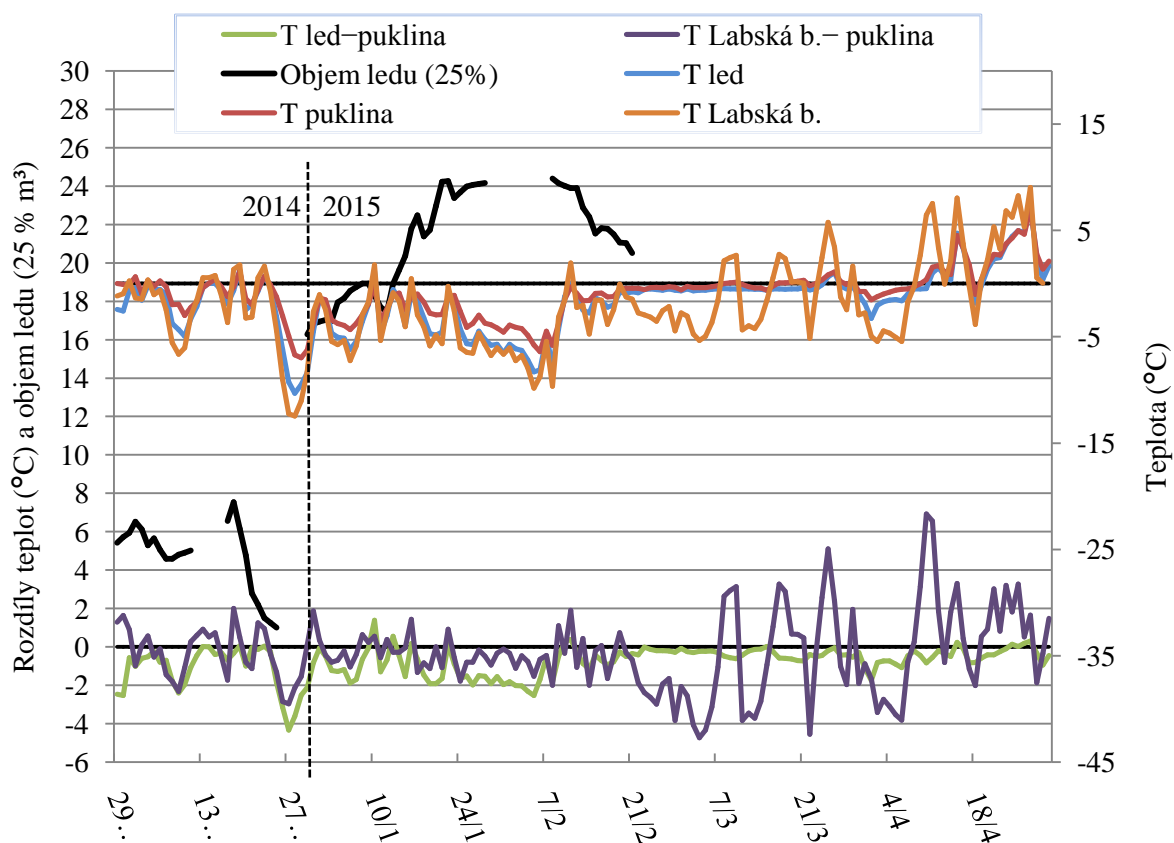
Obr. č. 34: Vývoj objemu ledopádu a předpověď relativního objemu dle *freezing potential* (hodnota FP je bezrozměrná)

Srovnání teplot vzduchu a ledu

Pro posouzení vlivu ledového krytu jako izolační vrstvy byla použita data z teplotního dataloggeru č.2 s dvěma čidly. Čidlo č. 1 bylo vloženo do pukliny, u které byl předpoklad nezasažení ledem a čidlo č. 2 bylo naopak nainstalováno do prostoru, aby mohlo zamrznout do ledu. Bohužel, vzhledem k velmi náročným podmínkám, data z klíčové sezóny 2015/2016 nebyly zaznamenány. Proto byla pro znázornění jevu použita data z předchozí zimní sezóny 2014/15. Přestože jsou k dispozici pouze neúplné údaje o objemu ledu, mechanismus působení ledového pokryvu na teplotu skalní stěny pod ním je zde také patrný (obr. č. 35).

Ve spodní části grafu jsou na hlavní ose zobrazeny rozdíly jednotlivých teplot. Rozdíly teplot, mezi Labskou boudou (zvýšenou 0,65 °C dle teplotního výškového gradientu) a čidlem umístěným do pukliny pod ledopádem, jsou výrazné a dosahují hodnot až ± 6 °C. Při bližším pohledu na graf je patrné, že tyto významnější odchylky lze pozorovat až od druhé poloviny února (21. 2. 2016), kdy se naopak rozdíl teplot mezi čidlem 1 a 2 zmenšil. Tento vývoj odráží funkci ledu jako izolantu, kdy ledopád přešel do pozdější fáze vývoje, kdy se zalily ledem vzduchové kapsy a absolutně se uzavřel kontakt

s okolním prostředím. Odchylka mezi teplotami v ledu a v puklině je ve srovnání s odchylkou mezi puklinou a Labskou boudou menší. Dosahuje maximálního rozdílu $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (po většinu období $\pm 2\text{ }^{\circ}\text{C}$).

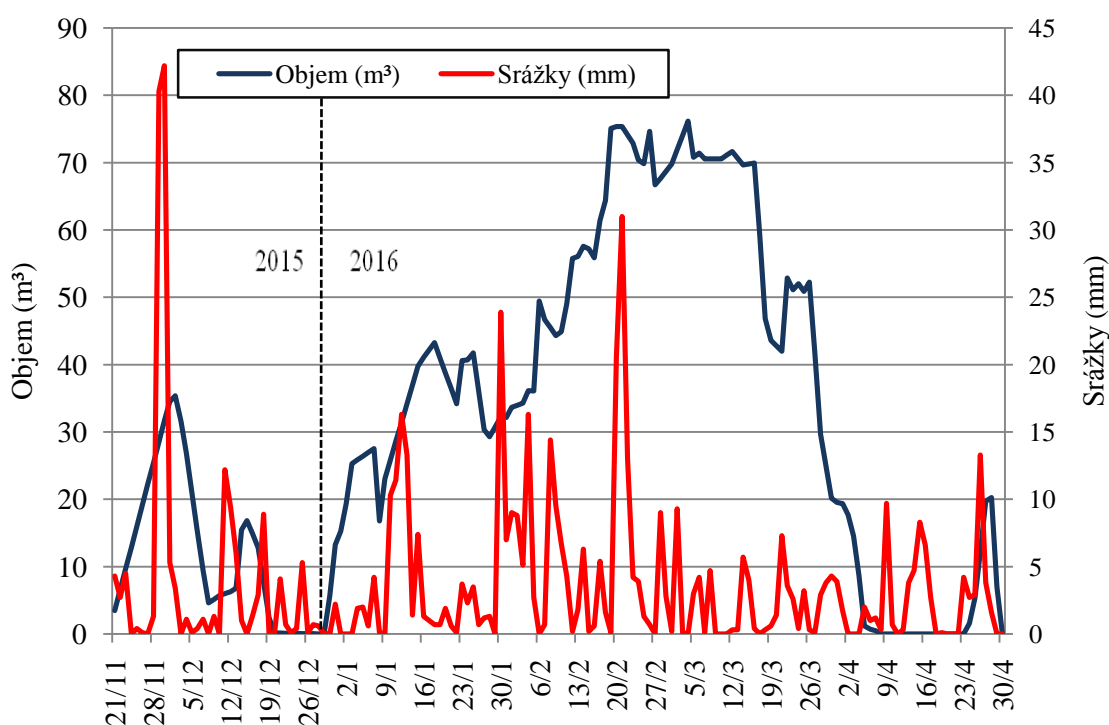


Obr. č. 35: Rozdíl teplot vzduchu, ledu a prostoru pod ledopádem v zimní sezóně 2014/2015.

5.4.2. Srážky a sněhová pokrývka

Na vývoj ledopádu má značný vliv dostatek vody, a to jak povrchové, tak podpovrchové. Rok 2015 byl v Česku srážkově pod normálem o 21 %, přičemž byl zároveň teplejší o $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Zejména velmi teplé léto, které bylo nejteplejší od roku 1961, zapříčinilo výrazný pokles spodní vody (TOLASZ R., 2015). Září bylo v Královéhradeckém kraji v průměru na 38 % srážek z normálu 1961–1990. Labská bouda však disponovala již 110 mm srážek, díky čemuž mohla být zpětně nasycena část chybějící podzemní vody (HYNČICA M., 2016a). Měsíc říjen byl srážkově nadnormální (113 %) a stejně tak i listopad (HYNČICA M., 2016b). Ten dokonce patřil k měsícům s největším srážkovým úhrnem roku. Na stanici Labská bouda spadlo 330,4 mm (283 % normálu) (HYNČICA M., 2016c). Nejvyšší denní

úhrn srážek byl naměřen dne 15. 11. 2015 (78,8 mm). Vysoký úhrn srážek byl zaznamenán také na konci listopadu (29.–30. 11. 2015), kdy se však jednalo o srážky smíšené, případně sněhové. Vývoj ledopádu na konci listopadu patrně souvisí s vysokými srážkami (obr. č. 36). V kapitole 5.4.1. je toto období růstu nedostatečně vysvětleno snížením teploty a tak spoluúčast vysokého úhrnu srážek v tomto období dává relevantní vysvětlení. Ledopád měl dostatek vody z velmi deštivého listopadu a silné sněžení umožnilo odizolování povrchu. Voda tak mohla ledopád vyživovat. Sněhové vločky také druhotně přispěly jako nukleační jádra, díky kterým mohl být růst ledu ještě rychlejší. Na podobném principu lze vysvětlit i další epizody nárůstu objemu: 12.12. 2015; 12.1. 2016; 20.2. 2016 a 25. 4. 2016 (obr. č. 37). Na konci listopadu leželo v blízkosti ledopádu Labské rokle 60 cm sněhu. Poslední den měsíce, 30.11. 2015, byl dokonce nejvýznamnější z hlediska napadaného množství sněhu v celé sezóně 2015/2016 (27 cm/24 h).



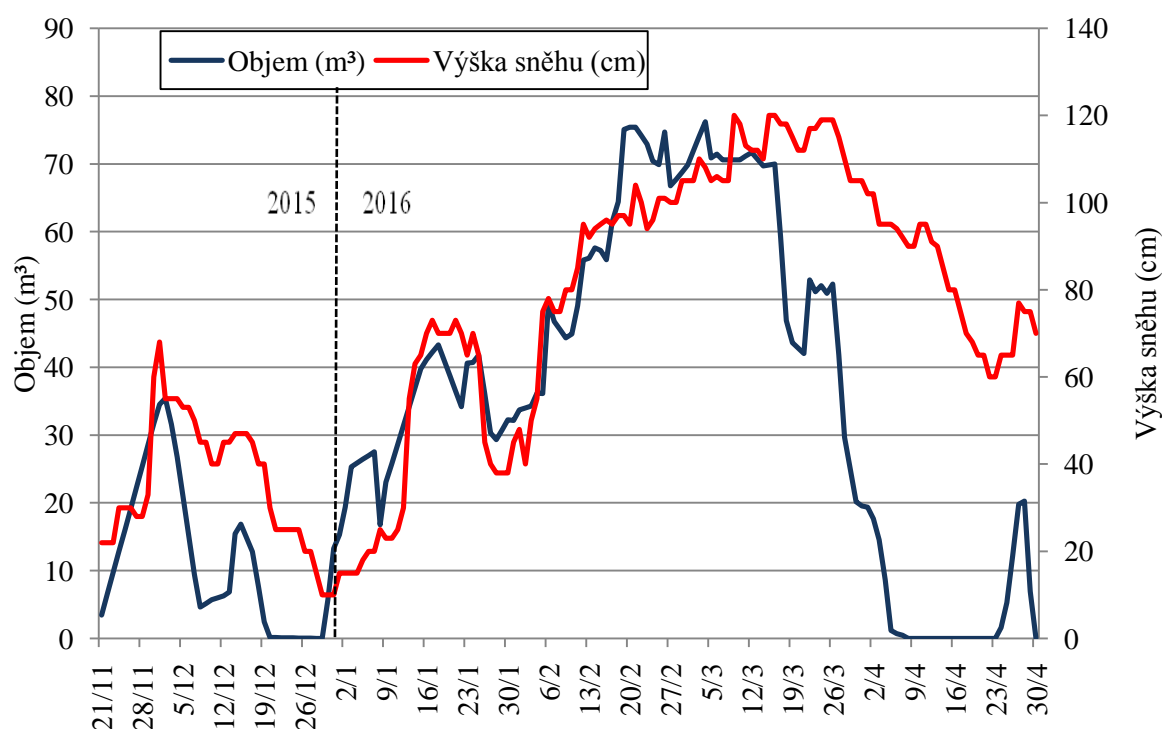
Obr. č. 36: Vývoj objemu ledopádu a srážek v zimě 2015/ 2016.

Po srážkově nadprůměrném listopadu následoval podprůměrný prosinec. I přesto, že se v případě Labské boudy jednalo o nejvyšší srážkový úhrn v Královéhradeckém kraji, bylo zaznamenáno pouze 68,7 mm (51 % normálu) (HYNČICA M., 2016d). Vzhledem k velmi nadprůměrným teplotám (viz 5.4.1) sněhová pokrývka téměř zmizela. Labská bouda byla jediná stanice v Krkonoších s nenulovou výškou sněhu po celý prosinec. K datu 31.

prosince leželo v okolí ledopádu 10 cm, což bylo nejméně v celé sledované sezóně.

Leden byl z hlediska srážek mírně nadprůměrný. Na Labské Boudě spadlo 118,8 mm srážek, což je 118 % normálu (HYNČICA M., 2016e). Mezi 12.1. a 26.1. 2016 je velmi dobře patrný vzájemný vztah mezi zvýšením sněhové pokrývky a zvýšením objemu ledu (obr. č. 37).

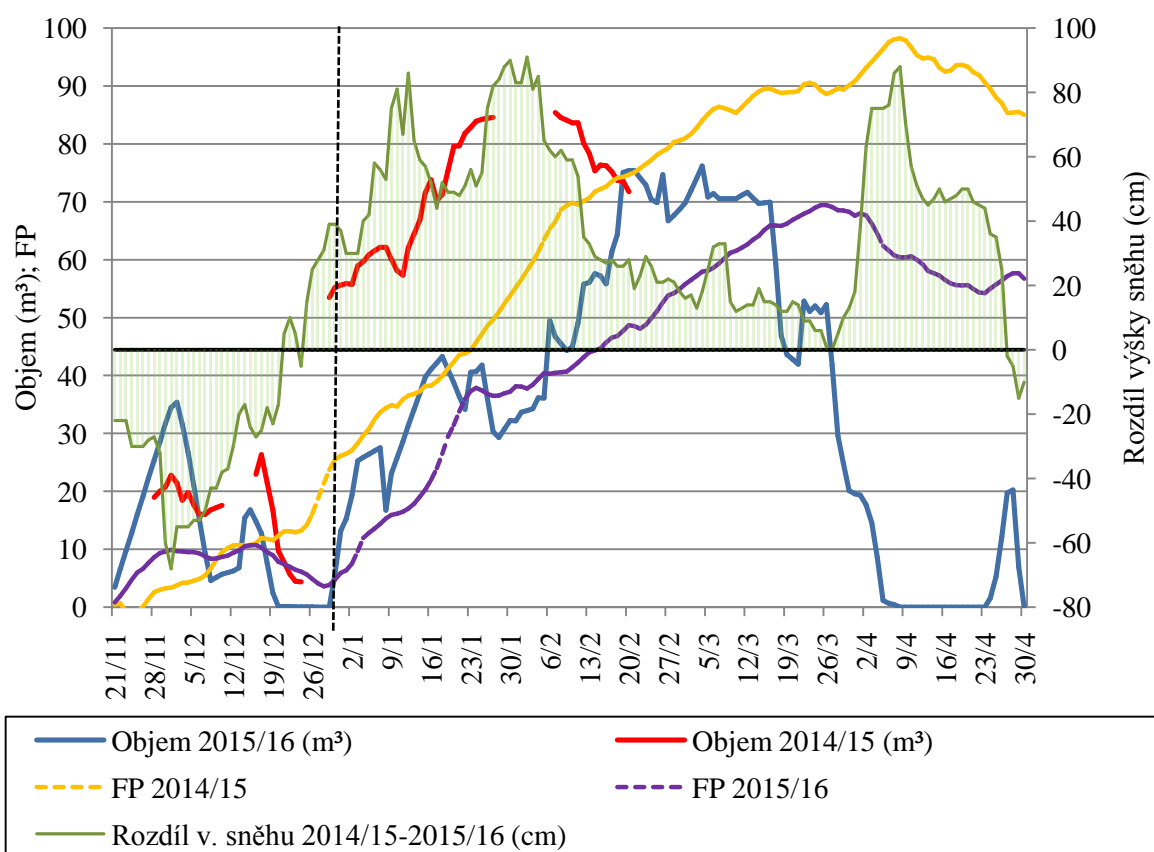
Únor bývá zpravidla srážkově bohatší, než leden, což bylo zachováno. Bylo naměřeno 180,1 mm srážek, které byly mírně nad normálem (124 %) (HYNČICA M., 2016f). Výška sněhu dále velmi dobře odpovídala objemu ledu a případné změny podmínek můžeme pozorovat na obou datových souborech velmi obdobně. Výraznějšímu odchýlení vývoje došlo až v druhé půlce března (od 17. 3. 2016). Úbytek sněhu sice nastal také, ale chybí mu epizodní události. Březen byl srážkově podnormální (67 mm srážek; 77 % normálu) a stejně tak i duben (71,6 mm a pouze 69 % normálu) (HYNČICA M., 2016g; 2016h). Díky tomu, že v teplých dubnových a březnových dnech spadlo méně srážek, ledopád nebyl tolik rozrušován zvýšeným průtokem vody a jeho úbytek objemu mohl být pozvolnější.



Obr. č. 37: Porovnání výšky sněhu o objemu ledopádu v LR v zimě 2015/2016.

Pro ověření vlivu výšky sněhu na objem ledopádu byla vyneseno do jednoho grafu data pro objem ledopádu, výšku sněhové pokrývky a *freezing potentialu* ze sezóny 2014/15

a 2015/16 (obr. č. 38). Z grafu je dobře patrné, že sezóna 2014/15 disponovala větším množstvím sněhu, což odpovídá i většímu objemu ledopádu. Sněhová pokrývka o 80 cm vyšší, vedla k ledopádu většímu až o 13 %. Jak je patrné z hodnot *freezing potentialu*, které představují kumulaci denních průměrných teplot, vývoj ledopádu nezávisí pouze na teplotě. Graf hodnot *freezing potentialu* má pozvolnější průběh, zatímco sněhová pokrývka poměrně dobře odráží strmější nárůst objemu. Jednoduché kvantifikaci uvedených tvrzení se věnuje kap. 5.6.2.

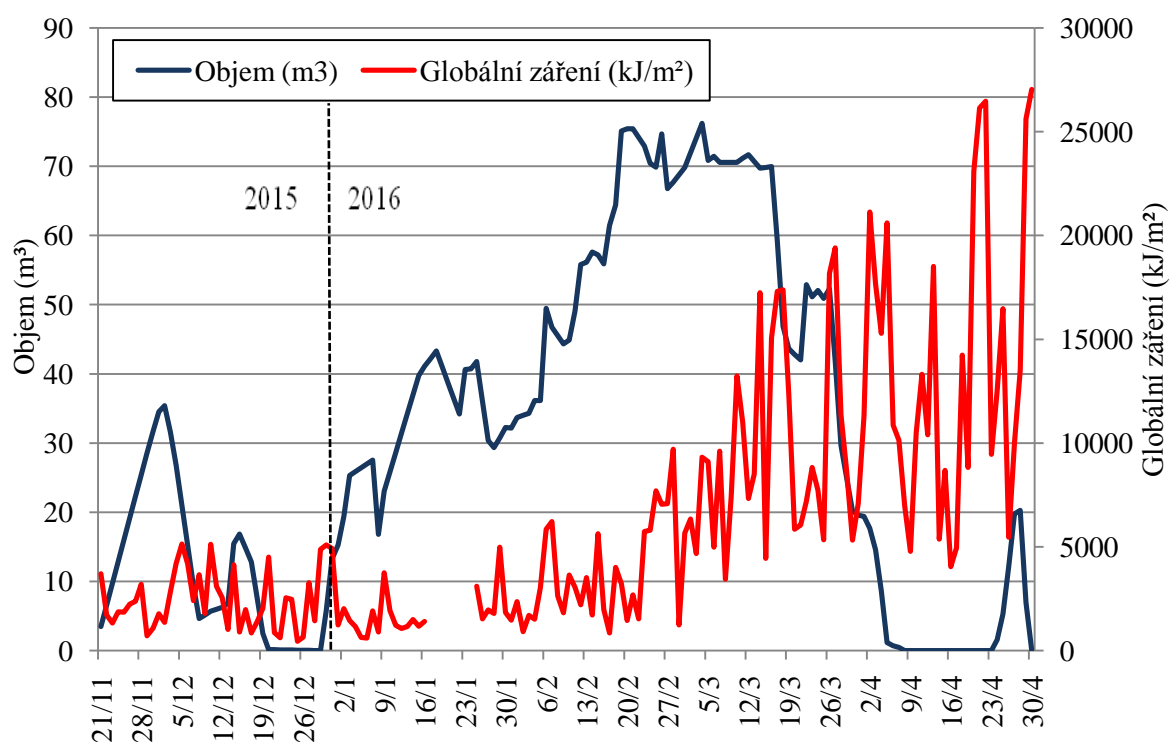


Obr. č. 38 Porovnání vlivu výšky sněhu na ledopád mezi zimními sezónami 2014/15 a 2015/16; Vysvětlivky : zeleně šrafované pole znamená rozdíl v úhrnu srážek pro jednotlivé dny (např.: 9. 1. 2014 bylo o 90 cm více sněhu, než 9. 1. v roce 2015); hodnota FP (*freezing potentialu*) byla vydělena pěti.

5.4.3. Globální záření a trvání slunečního svitu

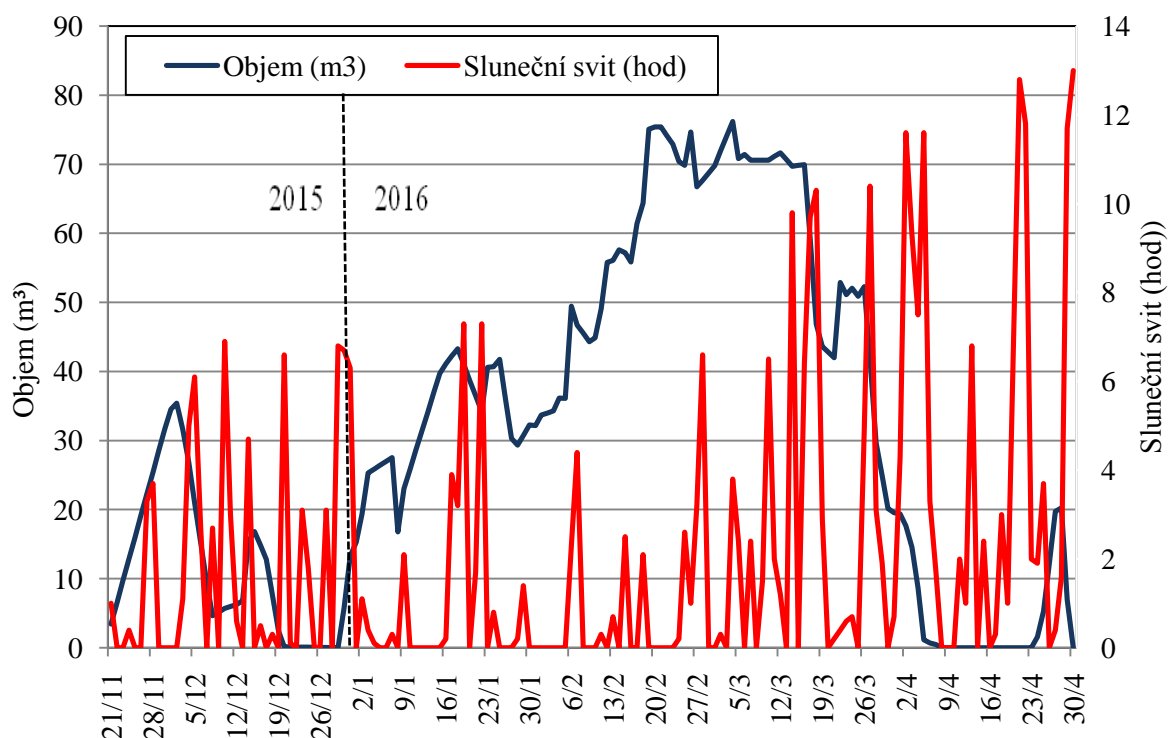
Globální záření přímo ovlivňuje tání ledopádu. Nejenže rozrušuje samotný ledopád, ale vyhřívá také skalní stěny, které sekundárně působí i na led. Z obr. č. 39 je patrné, že

globální záření v průběhu sledovaného období stoupá, což odpovídá délce světlého dne (viz příloha č. 4).



Obr. č. 39: Objem ledopádu v Labské rokli a chod globálního záření v zimě 2015/2016.

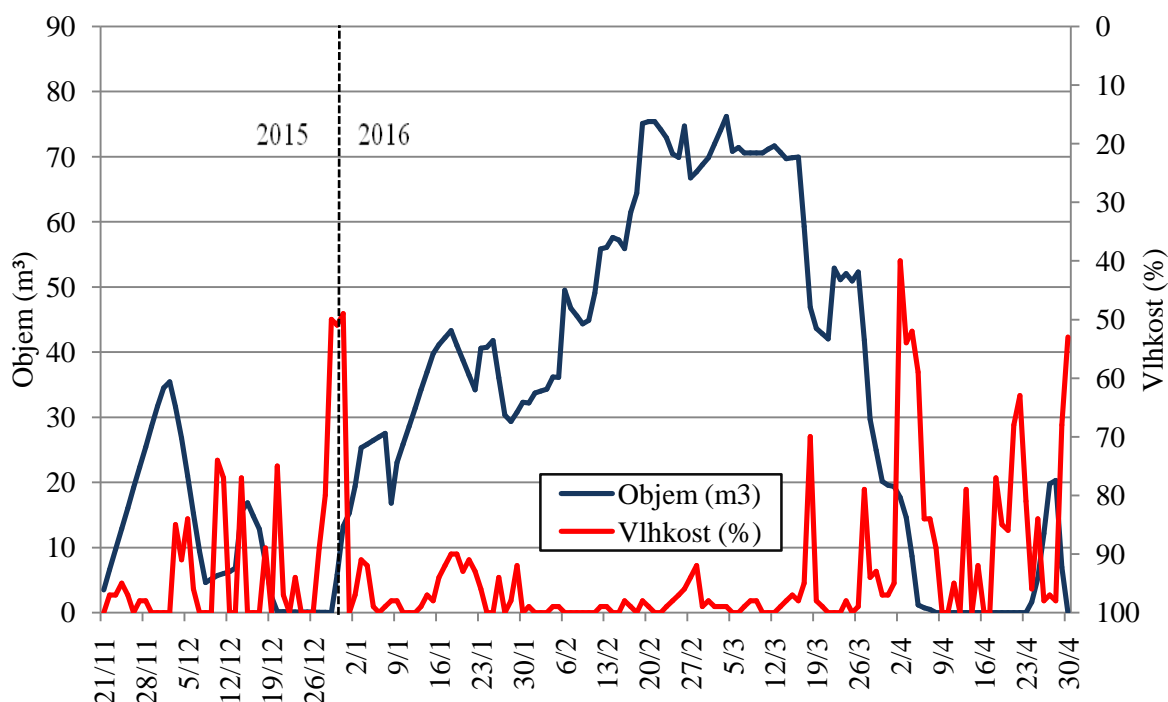
Nejlépe je vliv na ledopád vidět při porovnání s obr. č. 40, který představuje trvání slunečního svitu. I přesto, že na začátku sledovaného období registrujeme relativně vysoké trvání slunečního svitu, globální záření zůstává na nízké hladině. Je to způsobeno zejména nižší výškou slunce nad obzorem. Zároveň je také severní polokoule odkloněna od slunce, díky čemuž jsou kratší dny. Naopak s blížící se rovnodenností globální záření roste, stejně jako trvání slunečního svitu. Zcela jasně můžeme vidět souvislost mezi vysokými hodnotami globálního záření a rapidním úbytkem ledu v rozmezí 16.3. až 20.3. 2016. Rychlý úbytek ledu následně pokračoval i v dubnu, kdy během sledovaného období dosahovalo globální záření i trvání slunečního svitu nejvyšších hodnot. I díky tomu mohl ledopád vzniklý na konci dubna roztát téměř během jediného dne.



Obr. č. 40: Objem ledopádu a doba trvání slunečního svitu za den v zimě 2015/2016

5.4.4. Vlhkost vzduchu

Sledovaný chod vlhkosti vzduchu má jen poměrně nízkou variabilitu (obr. č. 41). Během sledovaného období se v lokalitě vyskytovala průměrná vlhkost 95,6 %. Pouze 31 dní byla vlhkost pod 90 %. Registrovány byly pouze čtyři hodnoty vlhkosti pod 60 %. První z nich se vyskytla na přelomu roku 2015/2016 a je pravděpodobně spojena s příchodem studené fronty, následně se vlhkost vrátila zpět k hodnotám blízkým plnému nasycení. Další nízké hodnoty byly zaregistrovány během dubna, které přímo korelují s vysokým úhrnem globálního záření a tedy i s velmi slunečným počasím. I přes malé výkyvy vlhkosti, obr. č. 41., lze pozorovat určitou souvislost. Zejména při tání ledopádu se vyskytují nižší hodnoty vlhkosti vzduchu. Kromě přelomu roku souvisí velmi dobře také s globálním zářením (např.: 20. 3., 26. 3., 4. 4. 2016).



Obr. č. 41: Sezónní chod vlhkosti vzduchu a objem ledopádu v Labské rokli

5.5. Reakce dílčích struktur ledu na vnější faktory

Z pozorování vyplývá, že nejnáchylnější na úbytek ledu je led, který není dostatečně spojený se skalním podkladem (ledové stalaktity a pilíře). Nejrychlejší reakcí na změnu teploty docházelo u rampouchů. Potvrdil se i předpoklad, že velké ledové tvary mají vyšší stabilitu, než tvary malé. Ukázalo se, že i přes potenciálně větší hustotu a menší počet vzduchových bublin, je směr gravitačního působení důležitějším faktorem. Důkazem může být například epizodní úbytek ledu 18. 3. 2016 (obr. č. 29), kdy se oddělila část svislého ledového sloupu. Zbýlý led sice také vykazoval znaky degradace, jako pozměněná struktura a úbytek objemu, ale nadále zůstal na svém místě. Ve fázi tání tak nejprve zmizely převislé a svislé ledy a následně led, který ovlivňoval zdroj vody zvýšený táním sněhu. Nejdéle setrval led v položených okrajových částech ledopádu mimo hlavní proud vody.

5.6. Korelační analýza

Korelační koeficienty pouze potvrzují již zmíněné výsledky z interpretace grafů. V programu R byla provedena křížová korelace všech dostupných dat ze sezóny 2015/16 a dále také dat z hlavní růstové fáze ledopádu z obou sledovaných sezón (viz kap. 3.5.).

5.6.1. Korelační analýza dat v zimní sezóně 2015/16

Nejvyšší míra korelace s objemem ledopádu byla vypočtena pro výšku sněhové pokrývky (0,605). V tomto případě je ale nutné brát v úvahu fakt, že sníh nejen ovlivňuje tvorbu ledopádu, ale je také pod vlivem stejných faktorů. Pokud výška sněhu stoupá, je pravděpodobné, že je teplota pod bodem mrazu a roste tak i objem ledopádu. Naopak, pokud klesá výška sněhu, klesá i objem ledu.

Druhá nejvyšší míra korelace s objemem ledopádu byla nalezena u teploty. Byly testovány jak minimální, maximální a průměrné denní teploty, tak i suma denních teplot. Právě suma denních teplot vykazuje nejvyšší míru korelace (-0,449). Čím je tedy součet denních teplot nižší, tím větší bude objem ledopádu. Nepatrně menší závislost byla shledána u průměrné denní teploty (-0,436) a maximální denní teploty (-0,428). Z teplot nejmenší hodnoty dosáhla minimální denní teplota (-0,4). I přes malý rozdíl v dosažených výsledcích lze usuzovat, že ledopád více reaguje na teplotní maxima, než minima.

Kromě korelace s absolutním objemem ledopádu byla vytvořena i řada korelací pro denní změnu objemu ledu. Z výsledných hodnot je třeba zmínit korelaci globálního záření a trvání slunečního svitu. Při korelaci s objemem ledopádu byly jejich hodnoty korelace velmi nízké, nebo jejich závislost nebyla potvrzena. V případě korelace s denní změnou objemu dosáhla ale střední až podstatné korelace (globální záření -0,325, trvání slunečního svitu -0,364).

Zbylé výsledky korelační analýzy viz tab. č 2. Obecně lze říci, že všechny posuzované faktory dosahovali střední až podstatné korelace. Výjimku tvoří pouze srážky, u kterých byla korelace velmi nízká (0,11). Důvodem je pravděpodobně vliv srážek jak na růst, tak i na úbytek ledopádu. U většiny analyzovaných faktorů byla prokázána závislost na 99% hladině spolehlivosti.

Spearman. kor. koef.	FP	Gl. zář.	Max T	Min T	V	P. T	Sl. svit	Suma T	Sr.	V. sníh	H	Z. V
p-hod.												
FP	1	0,621	0,209	0,092	0,395	0,158	0,234	0,127	-0,078	0,888	0,053	-0,192
	x	>,001	0,271	1	>,001	1	0,104	1	1	>,001	1	0,4676
Glob, záření	0,621	1	0,495	0,24	-0,098	0,398	0,765	0,386	-0,251	0,455	0,542	-0,325
	>,001	x	>,001	0,085	1	>,001	>,001	>,001	0,055	>,001	>,001	0,001
Max T	0,209	0,495	1	0,812	-0,4	0,945	0,423	0,912	-0,041	0,095	0,421	-0,397
	0,27	>,001	x	>,001	>,001	>,001	>,001	>,001	1	1	>,001	>,001
Min T	0,092	0,24	0,82	1	-0,428	0,945	0,033	0,928	0,033	-0,003	0,114	-0,275
	1	0,085	>,001	x	>,001	>,001	1	>,001	1	1	1	0,018
Objem	0,395	-0,098	-0,4	-0,428	1	-0,436	-0,148	-0,449	0,112	0,605	0,375	0,087
	>,001	1	>,001	>,001	x	>,001	1	>,001	1	>,001	>,001	1
Prům. T	0,158	0,398	0,945	0,945	-0,436	1	0,246	0,974	-0,008	0,044	0,287	-0,355
	1	>,001	>,001	>,001	>,001	x	0,066	>,001	1	1	0,010	0,002
Slun. svit	0,234	0,765	0,423	0,033	-0,148	0,246	1	0,236	-0,276	0,159	0,747	-0,364
	0,104	>,001	>,001	1	1	0,066	x	0,098	0,017	1	>,001	>,001
Suma d. T	0,127	0,386	0,912	0,928	-0,449	0,974	0,236	1	-0,007	0,018	0,272	-0,349
	1	>,001	>,001	>,001	>,001	>,001	0,098	x	1	1	0,02	0,003
Srážky	-0,078	-0,251	-0,041	0,033	0,112	-0,009	-0,276	-0,007	1	-0,053	0,221	0,156
	1	0,056	1	1	1	1	0,017	1	x	1	0,176	1
Výška sněhu	0,8875	0,455	0,095	-0,003	0,605	0,044	0,159	0,018	-0,053	1	0,084	-0,189
	>,001	>,001	1	1	>,001	1	1	1	1	x	1	0,502
Vlhkost	-0,053	-0,542	-0,421	-0,114	0,375	-0,287	-0,748	-0,272	0,221	0,084	1	0,203
	1	>,001	>,001	1	>,001	0,010	>,001	0,02	0,176	1	x	0,332
Změna objemu	-0,192	-0,325	-0,397	-0,275	0,087	-0,358	-0,364	-0,349	0,156	-0,189	0,203	1
	0,468	0,001	>,001	0,0176	1	0,002	>,001	0,003	1	0,502	0,332	x

Tab. č. 2: Spearmanovy korelační koeficienty mezi jednotlivými parametry a jejich příslušné p-hodnoty z dat od 21. 11. 2015–30. 4. 2016; Vysvětlivky: Spearman. kor. koef.= Spearmanův korelační koeficient, p-hod.=p-hodnoty, FP= frezing potential, Gl. zář.= globální záření, Max T= maximální denní teplota, Min T= minimální denní teplota, V= objem ledopádu, P. T= průměrná denní teplota, Sl. svit= trvání slunečního svitu, Suma T= suma denních teplot, Sr.= srážky, V. sníh= výška sněhu, H= vlhkost vzduchu, Z. V= změna objemu ledu

5.6.2. Korelační analýza v období hlavního růstu ledopádu

Pro ověření platnosti působení sněhové pokrývky na ledopád v době stabilní fáze, byla vytvořena samostatná korelační analýza pouze z období růstu ledopádu. Při srovnání výsledných hodnot z obou studovaných sezón je patrné, že vliv sněhové pokrývky je pro růst ledopádu zásadní. Korelační koeficient mezi výškou sněhu a objemem ledopádu pro období 25. 12. 2014 vyšel 0,814 a pro období 27. 1. 2015– 1. 1.–20. 2. 2016 dokonce

0,906. Vzhledem k menšímu počtu dat vycházely výsledné p-hodnoty velmi často pod intervalem spolehlivosti 0,05 %. Korelace s průměrnou teplotou nebyla ani u jednoho období potvrzena. S chodem teploty ale úzce souvisí hodnoty *freezing potential*, který naopak koreloval s objemem ledopádu velmi dobře (25. 12. 2014–27. 1. 2015=0,64 a pro období 1. 1.–20. 2. 2016=0,671). Výsledky tedy poukazují na výraznější vliv sněhové pokrývky, než teploty. Podrobnějšími informacemi o vzájemných korelacích pro období 25. 12. 2014–27. 1. 2015 disponuje tab. č.3, pro období 1. 1.–20. 2. 2016 tab. č. 4.

Spearman. kor. koef.	FP	Glob. zář.	V	Sl. svit	Sr.	P. T	V. sníh	H
p-hod.								
FP	1	0,274	0,64	-0,107	-0,065	0,276	0,913	0,141
	x	>,001	0,05	0,540	0,710	>,001	>,001	0,002
Glob. záření	0,274	1	0,340	0,419	-0,547	-0,454	0,248	-0,587
	>,001	x	0,012	0,001	0,006	0,006	0,150	>,001
Objem	0,64	0,340	1	-0,043	-0,210	0,180	0,814	0,018
	0,05	0,012	x	0,226	0,302	>,001	0,919	0,007
Slun. svit	-0,107	0,419	-0,043	1	-0,209	-0,168	-0,057	-0,386
	0,540	0,001	0,226	x	0,227	0,745	0,022	0,022
Srážky	-0,065	-0,547	-0,210	-0,209	1	0,379	-0,036	0,428
	0,710	0,006	0,226	0,227	x	0,025	0,838	0,010
Prům. T	0,276	-0,454	0,180	-0,168	0,379	1	0,341	0,766
	>,001	0,006	0,302	0,745	0,025	x	>,001	>,001
Výška sněhu	0,913	0,248	0,814	-0,057	-0,036	0,341	1	0,180
	>,001	0,150	>,001	0,022	0,838	0,001	x	0,301
Vlhkost	0,141	-0,587	0,018	-0,386	0,428	0,766	0,180	1
	0,002	>,001	0,919	0,022	0,010	>,001	0,301	x

Tab. č. 3: Spearmanovy korelační koeficienty mezi jednotlivými parametry a jejich příslušné p-hodnoty v období hlavního růstu ledopádu mezi 25. 12. 2014–27. 1. 2015; Vysvětlivky: Spearman. kor. koef.= Spearmanův korelační koeficient, p-hod.=p-hodnoty, FP= freezing potential, Glob. zář.= globální záření, V= objem ledopádu, P. T= průměrná denní teplota, Sl. svit= trvání slunečního svitu, Sr.= srážky, V. sníh= výška sněhu, H= vlhkost vzduchu,

Spearm. kor. koef.	FP	Gl. zář.	Max T	Min T	V	P. T	Sl. svit	Suma T	Sr.	V. sněh	H
p-hod.											
FP	1	0,360	0,391	0,266	0,671	0,286	0,049	0,286	0,126	0,805	0,239
	x	0,009	0,005	0,059	>,001	0,042	0,732	0,042	0,378	>,001	0,091
Glob. záření	0,360	1	0,507	0,517	0,295	0,509	0,039	0,509	-0,119	0,241	0,387
	0,009	x	>,001	>,001	0,036	>,001	0,788	>,001	0,405	0,089	0,005
Max T	0,391	0,507	1	0,851	0,087	0,928	-0,263	0,928	0,176	0,021	0,657
	0,005	>,001	x	>,001	0,545	>,001	0,062	>,001	0,217	0,886	>,001
Min T	0,266	0,517	0,851	1	0,035	0,968	-0,485	0,968	0,301	-0,069	0,789
	0,059	>,001	>,001	x	0,807	>,001	>,001	>,001	0,032	0,629	>,001
Objem	0,671	0,295	0,087	0,035	1	0,035	0,071	0,035	0,078	0,906	0,143
	>,001	0,036	0,545	0,807	x	0,805	0,620	0,805	0,589	>,001	0,316
Prům. T	0,286	0,509	0,928	0,968	0,035	1	-0,441	1	0,254	-0,062	0,774
	0,042	>,001	>,001	>,001	0,805	x	0,001	>,001	0,072	0,668	>,001
Slun. svit	0,049	0,039	-0,263	-0,485	0,071	-0,441	1	-0,441	-0,340	0,194	-0,475
	0,732	0,788	0,062	>,001	0,620	0,001	x	0,001	0,015	0,172	>,001
Suma d. T	0,286	0,509	0,928	0,968	0,035	1	-0,441	1	0,254	-0,062	0,774
	0,042	>,001	>,001	>,001	0,805	>,001	0,001	x	0,072	0,668	>,001
Srážky	0,126	-0,119	0,176	0,301	0,078	0,254	-0,340	0,254	1	-0,029	0,399
	0,378	0,405	0,217	0,032	0,589	0,072	0,015	0,072	x	0,838	0,004
Výška sněhu	0,805	0,241	0,021	-0,069	0,906	-0,062	0,194	-0,062	-0,029	1	0,064
	>,001	0,089	0,886	0,629	>,001	0,668	0,172	0,668	0,838	x	0,654
Vlhkost	0,239	0,387	0,657	0,789	0,143	0,774	-0,475	0,774	0,399	0,064	1
	0,091	0,005	>,001	>,001	0,316	>,001	>,001	>,001	0,004	0,654	x

Tab. č. 4: Spearmanovy korelační koeficienty mezi jednotlivými parametry a jejich příslušné p-hodnoty v období hlavního růstu ledopádu mezi 1. 1.–20. 2. 2016; Vysvětlivky: Spearm. kor. koef= Spearmanův korelační koeficient, p-hod.=p-hodnoty, FP= frezing potential, Gl. zář.= globální záření, Max T= maximální denní teplota, Min T= minimální denní teplota, V= objem ledopádu, P. T= průměrná denní teplota, Sl. svit= trvání slunečního svitu, Suma T= suma denních teplot, Sr.= srážky, V.sněh= výška sněhu, H= vlhkost vzduchu,

6. Diskuse

6.1. Růst ledopádu

Vznik ledopádu je spojen s dlouhodobějším poklesem teploty pod bod mrazu. Rychlost růstu je závislá na řadě parametrů, které jsou samostatně porovnány v kapitole 6.3. Je ale nutné říci, že klíčovým faktorem je dostatek vody pro tvorbu ledopádu. Data pro průtok, či dispozice podzemní vody nebyly k dispozici. Na základě pozorování během výzkumného období a osobních zkušeností autora i z předešlých let, můžeme předpokládat počátek vývoje ledopádu v Labské rokli na konec listopadu. Iniciační fáze je typicky poměrně rychlá a ledopád získá v řádu dní velkou část svého maximálního objemu (např. během sezóny 2015/16 to byla téměř 1/2). Rychlou počáteční fázi závislou zejména na teplotě pozorovala i A. Bianchi (2004) (příloha č. 5), M. Montagnetová (2010) (příloha č. 6), Gauthier (2015b) (obr. č. 14) a J. Maier (2008) (příloha č. 7). M. Montagnetová (2010) uvádí, že tato počáteční fáze vývoje trvá přibližně 1 měsíc. V Krkonoších se pravidelně vyskytuje tzv. vánoční otelení (SKŘEHOT P., 2009), které snižuje objem, a v některých případech i zcela rozpustí celý ledopád (viz prosinec 2015). V obou sledovaných zimách ale následovalo období cca jednoho měsíce, než ledopád dosáhl svého maximálního objemu. Předpoklad M. Montagnetové lze tedy potvrdit. Je však pravděpodobné, že délka období bude variabilní v závislosti na stabilitě okolních podmínek. Ve fázi stagnace dochází ke stabilizaci ledopádu, a k relativně malým výkyvům objemu (viz 6.3.). Růst stagnuje patrně z důvodu odizolování proudu vody ledem.

6.2. Úbytek ledopádu

Je pravděpodobné, že úbytek ledu je menší v rámci velkého a kompaktního ledopádu, oproti malým ledovým strukturám. Úbytek můžeme rozdělit na dva základní typy-epizodní a postupné tání.

Epizodní úbytek ledu je děj, kdy se najednou uvolní blok ledu. Na ledových stalaktitech se při oteplení a změně struktury ledopádu vytváří nejprve trhlinka, která iniciuje následný rozpad celé ledové struktury. Na vině je také působení váhy ledu na horní část ledopádu (WEISS J., a kol. 2011). Maier J. (2008) upozorňuje, že za vhodných podmínek (dlouhodobější pokles teploty pod 0 °C), se trhlinka může stabilizovat a následně znovu zacelit. Tímto způsobem již ale vzniká nový led, prošlý rekrytalizací (viz 2.3.3.), který je mnohem náchylnější k destruktivním procesům. Je velmi pravděpodobné, že

případná další trhлина by se vytvořila na stejném místě. Finální uvolnění ledového bloku je nejčastěji způsobeno postupným vlivem vysokých teplot a globálního záření. Další příčinou vzniku tohoto typu destrukce může být velmi rychlá změna teploty. Jedná se řádově o změnu z plusových hodnot do minusových o více než 10 °C za 24 hodin. Odlišná roztažnost v důsledku rychlého ochlazení v rámci ledové struktury vede k vnitřnímu napětí a následně k vytvoření pukliny. Při dostatečně velkém teplotním rozdílu může dojít k uvolnění ledu bez předchozího vytvoření pukliny. Tento typ úbytky nebyl během sledovaných období zaregistrován. Bianchi A. (2004) i Gauthier F. (2008) chápou tento proces jako minoritní. Obecně se epizodní změny objemu ledu nejčastěji vyskytují u volně visících ledových stalaktitů případně u svislých ledových stěn. V Labské rokli byla událost epizodního úbytku pozorována v důsledku zvýšení globálního záření a plusových teplot. Výskyt byl zaznamenán u svislé části ledopádu (viz obr. 29), kde pravděpodobně došlo také k součinnosti se zvýšeným tokem vody, který musel nejprve samotný led oddělit od skály. Jak upozorňuje Weiss J. a kol (2011), na svislý ledopád nepůsobí tak velký tlak z důvodu rozložení váhy také na skalní stěnu, a tak je zpravidla možné pozorovat počáteční puklinu dříve.

Druhým typem úbytku ledu je postupné tání. Dochází k němu v závislosti zvýšení teploty a globálního záření. Při zvýšené teplotě dochází ke změně struktury ledu (BIANCHI A., 2004), která zvýší plochu ledopádu. Působení je tak výraznější a díky tomu může být následné tání velmi rychlé. Při srovnání s epizodními úbytky se v případě ledopádu v Labské rokli jedná o velmi podobné hodnoty. Dne 18. 3. 2016 bylo při epizodním úbytku v levé části ledopádu odstraněno 12,4 m³. Pro srovnání za velmi teplého a slunečného počasí odtálo 29. 4. 2016 dokonce 13,2 m³ za 24 hodin. Takto srovnatelné výsledky jsou nicméně přičítány jižní expozici skalní stěny a zároveň také složení ledopádu z hlediska zastoupení jednotlivých typů ledu.

Ke kritickému bodu působení jednotlivých faktorů (teplota, globální záření atd. viz kap. 6.3.) na ledopád dochází v momentu změny struktury ledu. Led ztrácí soudržnost, začínají se objevovat pukliny v ledu a celkově ledopád zvýší svoji plochu, čímž ještě urychlí proces tání. Struktura ledu nebyla předmětem zkoumání, nicméně lze podotknout, že v případě úbytkové fáze byla tato přeměna zaregistrována na začátku rapidního úbytku ledu.

6.3. Vliv klimatických faktorů na změnu objemu ledu

Z dosažených výsledků a srovnání výše uvedených grafů lze popsat faktory, které podporují růst ledu. Velmi znatelně se ukázal předpokládaný vliv nízkých teplot. V dílčích fázích vývoje se k teplotě přidávají i další faktory, které přinejmenším ovlivňují rychlost pochodu při růstu a tání ledu. Úbytek ledopádu, stejně jako jeho růst, je nejvíce ovlivněn teplotou. Z dosažených výsledků lze nalézt zřejmou spojitost mezi růstem teploty a úbytkem ledu. Dále však byly nalezeny spojitosti s dalšími faktory, zejména s globálním zářením.

6.3.1. Teplota

Z výsledků je patrné, že čím je teplota vzduchu nižší, tím rychleji ledopád roste. M. Montagnetová (2010) uvádí, že neoptimálnější teplota růstu ledopádu je $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, což u ledopádu v Labské rokli nebylo potvrzeno. Autorka zřejmě předpokládala snížení rychlosti růstu ledopádu za teplot $>-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ z důvodu zamrznutí přívodu vody. Naopak Szilder K. a Lozowski E.P. (2000) modelovali rovnoměrný růst objemu s klesající teplotou. Je pravděpodobné, že tento fakt bude záviset na konkrétních podmínkách. Pokud by došlo k výraznému snížení teploty bez předchozího sněžení, je pravděpodobné, že přívod vody zamrzne a ledopád nebude moci vznikat. Během sledovaného období bylo zaznamenáno minimum $-18,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (19. 1. 2015) a ve stejný den nejnižší průměrná teplota $-14,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. V uvedeném dni ledopád nezvýšil svůj objem, což dokazuje zamrznutí přívodu vody. Konkrétní teplota, při níž by došlo k pozastavení vývoje ledopádu nebyla nalezena. Předpokládá se, že hodnota bude velmi variabilní v průběhu roku a bude ovlivněna dalšími faktory, zejména výškou sněhové pokrývky, předchozím chodem teplot a průtokem vody.

Po dosažení výše zmíněné stabilní fáze, ledopád reaguje na nízké teploty jen velmi omezeně. Je to pravděpodobně způsobeno izolační vlastností ledu, který zmírňuje vliv okolních teplot. Výsledky potvrzují dosavadní poznání prezentované Bianchi A. (2004), Gauthier F. (2008) i Montagnet M. (2010).

Vliv kladných teplot lze pozorovat vždy, a to v celé sezóně. V počátečních a závěrečných fázích vývoje ledopádu je ale význam teploty výraznější, což je způsobeno zejména menším objemem ledu a tedy menší možností zachování tepla. Jak už bylo zmiňováno výše, v případě stabilní fáze ledopádu nemají ani kladné teplotní výkyvy tak zásadní vliv na úbytek ledu. Je to dáno mimo jiné tím, že ledopád je již zpravidla tvořen masivním ledem, který si je díky svému objemu ledu značným stabilizátorem teploty. V případě

oteplení je v prvních dnech ovlivněna pouze poslední vrstva ledopádu. Změna objemu je ale patrná na menších ledových útvech, které zpravidla odtají, nebo se rozpadnou velmi rychle (GAUTHIER F., 2008).

6.3.2. Srážky a sněhová pokrývka

Vliv srážek na objem ledu je z výsledků prokazatelný. Pozitivní vliv dešťových srážek spočívá podle Bianchi A. (2004) a Gauthier F. (2008) zejména v dostatečném přísunu srážek během podzimu. Zachycená voda by měla vytvořit zásobu podzemní vody pro vyživování ledopádu v zimě. Při srovnání klimatických poměrů let 2014 a 2015, vychází z hlediska zásobení srážkami rok 2014 lépe. Rok 2015 byl extrémně suchý (CRHOVÁ L., 2016). V listopadu bylo na Labské boudě naměřeno 283 % normálu, což ale pravděpodobně nestačilo doplnit chybějící zásoby vody. Ledopád dosáhl většího objemu v roce 2014, kdy během roku spadlo více srážek, což dává předpoklady pro akumulaci podzemní vody. Tento důkaz ale není dostatečný, protože se zde uplatňovaly vlivy i dalších činitelů.

Sněhové srážky měly v případě ledopádu v Labské rokli prokazatelný vliv. Jak již bylo zmíněno výše, ledopád v určité fázi přichází do stabilní fáze. Z výsledků vyplývá, že výška sněhu je hlavní faktor, který ovlivňuje maximální objem ledopádu. Díky nárůstu výšky sněhu je umožněn další růst a posunutí stabilní fáze. Vliv sněhové pokrývky zatím nebyl v žádném nalezeném zdroji dostatečně potvrzen. Zmiňuje se o něm Gauthier F. (2008) a M. Montagnetová (2010), ale sněhovou pokrývku uvádí pouze v kontextu předpokladu pro vytvoření ledopádu na začátku sezóny. Vliv výšky sněhu na maximální rozsah ledopádu je v této práci zmíněn poprvé. Sněhová pokrývka působí pravděpodobně jako izolant proudy vody, který vyživuje ledopád. Pokud je sněhová pokrývka vyšší, může se na růstu podílet i nižší teploty. Sníh sám o sobě může působit jako zdroj vody, díky tavné vodě způsobené tlakem výšky sněhu a vyzařování povrchu. Každý ledopád má patrně svoje maximum objemu, kterého je dosaženo jen za určitých podmínek. Ukazuje se, že v Krkonoších je rozhodujícím ukazatelem, kromě teploty právě výška sněhové pokrývky. Dále bylo také evidováno množství případů, kdy zvýšení sněhové pokrývky iniciovalo, případně zvýšilo rychlost tvorby ledu i mimo stabilní fázi ledopádu. Jedná se pravděpodobně o zvýšení počtu kondenzačních jader sněhovými vločkami (GAUTHIER F., 2013a).

Dešťové srážky urychlují tání ledopádu sekundárním oteplováním kapkami vody. Hlavní vliv se ale projevuje zejména zvýšením proudu vody, který může rozrušit kompaktnost ledopádu a jeho spojení s podkladem. Větší průtok vody také zpomaluje vývoj ledu při iniciačních fázích z důvodu obtížnější tvorby ledových částic (SZILDER K., LOZOWSKI E.P., 2000). Ve sledovaném období byly registrovány jen tři události dešťových srážek ve chvíli výskytu ledopádu. Všechny nasvědčují úbytku ledu. Nejvýraznější jev nastal 9. 2. 2014, kdy za den spadlo 27 mm srážek, ale teplota se pohybovala v blízkosti 1 °C. Zaznamenaný úbytek ledu o 2 m³, neodpovídá jen nepatrnému zvýšení teploty nad bod mrazu.

Pokles výšky sněhové pokrývky koresponduje s poklesem objemu ledu, ale s menší přesností, než u růstové fáze. Důvodem jsou chybějící epizodní úbytky a neovlivňování skalním povrchem. Tání sněhu může zvyšovat průtok vody tekoucí pod ledopádem, což může dále podporovat jeho destrukci (GAUTHIER F., 2013b). Tento jev je pravděpodobný, ale v získaných datech velmi těžko čitelný.

6.3.3. Globální záření a trvání slunečního svitu

Pro lepší růst ledopádu je důležité nižší globální záření a stejně tak i trvání slunečního svitu. Vzhledem k průběhu těchto faktorů během roku, je jejich vliv v počátku zimní sezóny poměrně malý (slunce je nízko nad obzorem a délka dne je kratší). I přes vysoké úhrny denního svitu tak neregistrujeme vysoké globální záření, které by výrazněji rozrušovalo ledopád.

Z hlediska úbytku ledu se globální záření a s ním související trvání slunečního svitu ukázaly jako klíčové. S rostoucí výškou slunce a prodlužující se délkou světlého dne stoupá dopad na objem ledopádu (příloha č. 4). Oba faktory přispívají k vyšší teplotě ledu i okolí, takže ve skutečnosti je hlavním hybným faktorem právě teplota. Větší vliv těchto faktorů bude na jižních svazích, které leží v přímém směru paprsků. Ledopád v Labské rokli je orientovaný právě jižním směrem, což je oproti ledopádům studovaných Bianchi A. (2004), Gauthier (2008) a Montagnet M. (2010) výjimka. Z tohoto důvodu má tak pravděpodobně studovaný ledopád v labské rokli výraznější kolísání objemu ledu. Vliv globálního záření je pravděpodobně ještě dále zesilován okolními skalními stěnami. Žula je poměrně dobrý teplený vodič s hodnotou $\lambda = 2,12\text{--}3,62 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (Cho, W.J., Kwon S., Choi J.W. 2009) díky čemuž může led sekundárně oteplovat.

6.3.4. Vliv vlhkosti na objem ledopádu

Ve srovnání s chodem vlhkosti studované M. Maierem (2008) v Alpách (příloha č. 8), byly výkyvy v Labské rokli minimální. Korelace s objemem ledopádu však i přesto vyšla jako prokazatelná. Rozdílný chod vlhkosti vzduchu je pravděpodobně způsoben tím, že v Krkonoších je vlhkost vzduchu celoročně vysoká, oproti vysokohorským oblastem, kde probíhal zmíněný výzkum. V obou případech ale platí fakt, že vlhkost je závislá na teplotě (MAIER, M. 2008) a tak je nutné brát spojitost vlhkosti a objemu ledopádu obezřetně.

6.3.5. Další možné faktory ovlivňující ledopád

Mezi důležité faktory vývoje ledopádu patří také typ ledu a jejich tvar. V kapitole 2.3. byly zmíněny jednotlivé typy ledu a jejich predispozice ke stabilitě. Z pozorování vyplývá, že nejnáchylnější na úbytek ledu jsou části ledopádu, které nejsou dostatečně spojeny se skalním podkladem (ledové stalaktity a pilíře), případně led svislý. Zároveň je to také led, který má směr gravitačního působení do báze ledopádu. Díky tomu na ně působí výrazně větší tlak. Stabilnější jsou také ledové útvary, které jsou větší a lépe tak mohou čelit okolním vlivům. Naopak nejlépe odolává led, který je položený a nachází se v okrajové části ledopádu, mimo hlavní proud vody, který by jej mohl rozrušovat.

Působení větru je faktor, který v této práci nebyl studován. Podle M. Maiera (2008) a F. Gauthiera (2008) vítr napomáhá odebírat skupenské teplo, čímž může zvyšovat rychlost tvorby ledu. M. Maier (2008) zmiňuje v Alpách také destruktivní působení teplého fohnu, který se však v našich podmínkách téměř nevyskytuje.

Vliv může mít i barva ledu, která následně určuje albedo, ale také často značí množství vzduchových bublin a kompaktnost ledopádu. Podle Bianchi A. (2004) je čirý led pevnější s předpokladem větší stability oproti ledu mléčnému, neprůhlednému. Barvu ledu může ovlivnit i zdroj vody. V případě černého zbarvení se pravděpodobně jedná o organické půdní částice, zatímco žluté až hnědé zbarvení je přisuzováno kryofilním řasám nebo huminovým kyselinám vyluhovaným z podloží (FÁREK V., 2012). Led, který je zobrazen na obr. č. 42 bude pravděpodobně lépe pohlcovat globální záření a bude lépe tát. Různé druhy půd mají různě velkou schopnost odvádět a zadržovat vodu, což také může mít vliv na rychlost a tvorbu ledu. Drobné půdní částičky mohou sekundárně ovlivňovat tvorbu ledopádu, vytvořením sekundárního nukleačního jádra.



Obr. č. 42: Zabarvení ledopádu nestabilní půdou; pravý břeh Labské rokle

7. Závěr

Během dvou zimních sezón (2014/15 a 2015/16) byl pomocí sériových fotografií a měření 3D skenerem sledován ledopád v Labské rokli v Krkonoších. I přes neúplná data z první sledované zimy se podařilo potvrdit dosavadní obecný model vývoje ledopádu, který začíná velmi rychlým vzestupem objemu ledu. Následuje pozvolnější růst, ovlivněn okolními faktory (sníh, déšť, globální záření atd.), až se ledopád dostává do stabilní fáze. Ledopád již v této fázi reaguje na okolní podněty jen v malé míře. Z této stabilní fáze většinou přechází do fáze tání ledu. Úbytek ledu je nejprve pozvolný, ale pravděpodobně po narušení původní struktury ledopádu, následuje druhá, rychlejší etapa úbytku. V případě svislých a převislých ledopádů, jako je částečně i ledopád v Labské rokli, se vyskytují epizodní úbytky ledu. V takovém případě se zřítí velký kus ledu, který byl odtržen od skalního podkladu a zbylého ledu. Led, který leží na ukloněných plochách taje postupně a mizí naposledy.

Z hlediska působení jednotlivých faktorů byl shledán vliv teploty jako převládající. Zejména v první fázi vývoje ledopádu je patrná korelace teploty s růstem ledopádu. Čím nižší byla naměřená teplota, tím rychleji ledopád rostl. Velmi důležitým faktorem se ukázala výška sněhové pokrývky. Vliv sněhu je dvojí. Sněžení podporuje růst ledopádu tím, že sněhové vločky mohou působit jako kondenzační jádra. Důležitější spojitost ale byla nalezena mezi maximálním objemem ledu a výškou sněhu. Z grafů a z hodnot Spearmanových korelačních koeficientů pro jednotlivé faktory vyplývá, že vyšší výška sněhu umožňuje vytvoření většího objemu ledu. Důvodem je pravděpodobně izolační působení sněhu, který umožní proudění vody k ledopádu. Stabilní fáze vývoje ledopádu se tak oddaluje a ledopád se rozrůstá do větších objemů. V úbytkové fázi ledopádu byla nalezena velmi těsná shoda s globálním zářením (případně s trváním slunečního svitu). Studovaný ledopád má jižní expozici, díky čemuž je vliv oslunění značný. Dalším faktorem je i výskyt rozsáhlých žulových skalních stěn, které akumulují teplo a ledopád druhotně oteplují.

Z výsledků byly shledány následující faktory pro růst ledopádu: dostatečný zdroj vody, stabilní teploty pod 0 °C, dostatečná sněhová pokrývky, nízký úhrn globálního záření a slunečního svitu. Naopak hlavními faktory pro úbytek ledopádu: dlouhodobější teploty nad 0 °C, vysoký úhrn globálního záření a slunečního svitu, dešťové srážky, zvýšení průtoku vody (neověřeno), přítomnost obnažené skalní stěny (sekundární ohřívání

ledopádu), náhlý a výrazný pokles teploty (nepozorováno).

Pro další výzkum vývoje ledopádu je navrhováno zaměření se na jednotlivé faktory, které mají vliv na ledopád a lépe je kvantifikovat. Bylo by vhodné vytvořit podrobnou statistickou analýzu pro jednotlivé fáze úbytku a růstu, které by zpřesnily vliv jednotlivých faktorů. Výsledky by našly uplatnění v korekci stávajících modelů, případně by mohly dát základ modelu zcela novému. Je pravděpodobné, že vývoj ledopádu v různých oblastech má svá specifika z hlediska klimatu, ročního chodu jednotlivých faktorů, nadmořské výšky, antropogenního ovlivnění atd. Proto je důležité provést i srovnání vývoje ledopádů z odlišných lokalit. Důležitý cíl je shledáván i v co nejlepší sumarizaci dosavadních výsledků pro horolezeckou veřejnost. Vytvoření srozumitelných zásad vývoje ledopádu by mohlo vést k větší bezpečnosti ledolezení.

8. Zdroje

8.1. Literatura

ANIYA, M., CASASSA, G., AND NARUSE R., (1988): Morphology, surface characteristics, and flow velocity of Soler glacier, Patagonia. *Arctic and Alpine Research*, 20: s. 414–421.

BIANCHI A. (2004): Frozen waterfalls: how they develop, how they collapse. International Federation of Mountain Guides Association, Milan, (Internal Report.), 23 s.

BRÁZDIL R. (1981): Statistické metody v geografii: cvičení. 1. vydání, Brno: Universita J. E. Purkyně v Brně, ISBN 80-210-1260-9, 177 s.

BUDÍKOVÁ, M., KRÁLOVÁ, M., MAROŠ, B. (2010): Průvodce základními statistickými metodami. 1. vydání, Praha, ISBN 978-80-247-3243-5, 272 s.

COOK, K., L., K., HARTEL, R., W. (2010): Mechanisms of Ice Crystallization in Ice Cream Production. *Comprehensive Reviews in Food Science and Food Safety*, 9, s. 213–222.

DAVIS, W., M. (1912): Die erklärende Beschreibung der Landformen. BG Teubner, s. 416.

DVOŘÁK, J. (2008): Led neobyčejný minerál. In: Krkonoše a jizerské hory, Krkonošský národní park, 2008/2, s. 4–7.

EMBLETON, C., KING C., A., M. (1968): *Glacial and Periglacial Geomorphology*. London: Edward Arnold, 110 s.

ENG, R., C. (2010): *Mountaineering*, The Mountaineers Books, 597 s.

ENGEL, Z. (2003): Vývoj pleistocenního zalednění české části Krkonoš. Dizertační práce. Praha: PřF UK, 168 s.

ENGEL, Z., a kol. (2007): Doklady vývoje Labského dolu v pozdním glaciálu a holocénu, *Opera Corcontica* 44/1, s. 89–93.

GAUTHIER, F. (2008): Les glaces de paroi: formation, écoulement et impact géomorphologique, diplomavá práce, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, Québec, 154 s.

GAUTHIER, F. (2013a): Les glaces de paroi: Glaciologie, thermodynamique et prévision des chutes de blocs de glace sur les routes du nord de la Gaspésie (Québec, Canada), disertační práce, Université Laval, 175 s.

GAUTHIER, F., a kol. (2013b): Ice cascade growth and decay: a thermodynamic approach, *Journal of Glaciology*, 59, Č. 215, s. 507–523.

GAUTHIER, F., HÉTU, B., BERGERON, N. (2013c): Impacts géomorphologiques des chutes de blocs de glace sur les versants du nord de la Gaspésie (Québec, Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 50(4): 406-422 s.

GAUTHIER, F., HÉTU B., ALLARD, M. (2015a): Forecasting method of ice blocks fall using logistic model and melting degree-days calculation: a case study in northern Gaspésie, Québec, Canada, *Nat Hazards* 79; Ice Wall Growth and Decay: Meteorological Analysis and Modelling, s. 855–880.

GAUTHIER, F., HÉTU B., ALLARD, M. (2015b): Ice Wall Growth and Decay: Meteorological Analysis and Modelling, *Permafrost and Periglac. Process* 2015, DOI: 10.1002/ppp.1835; 20 s.

GADD, W. (2003): *Ice & Mixed Climbing: Modern Technique*, The Mountaineers Books, ISBN: 089886769, 240 s.

GOUDIE, A. (2004): *Encyclopedia of Geomorphology*, Routledge, London, ISBN 0-415-32737-7, 458 s.

GOVE, P., B. (1986): *Webster's third new international dictionary of the English language unabridged: with seven language dictionary*. Chicago: Encyclopaedia Britannica, ISBN 0-85229-503-0, 1120 s.

- HALÁSOVÁ, O., HANČAROVÁ, E., VAŠKOVÁ, I. (2007): Časová a prostorová variabilita vybraných klimatologických a hydrologických prvků na území Krkonoš za období 1961–2000. In: ŠTURSA, J., KNAPIK, R., (eds) Geoekologické problémy Krkonoš. In: Sborn. Mez.Věd. Konf., říjen 2006, Svoboda n. Úpou, Opera concortica, 44/1, s. 171–178.
- HALDA, J., a kol. (2011): Biodiverzita cévnatých rostlin, lišejníků, sinic a řas na skalách s ledopády v Labském dole. Opera Corcontica 48: s. 45–68.
- HLADKÝ, J., SÝKORA, B. (1983): Klimatologie, hydrologie, sněhová pokrývka. In: Sýkora, B. a kol.: Krkonošský národní park. SZN, Praha, s. 33–44.
- CHOUINARD, Y. (1978): Climbing Ice, Sierra Club Books, ISBN:0871562081, 192 s.
- CHO W.J., KWON S., CHOI J.W.(2009): The thermal conductivity for granite with various water contents; technical note, Engineering Geology 107, s. 167–171.
- CHALUPSKÝ, J. a kol.(1989): Geologie Krkonoš a Jizerských hor, Ústřední geologický ústav, Academia, Praha, 286 s.
- JANKOVSKÁ V. 2004: Krkonoše v době poledové – vegetace a krajina. In: ŠTURSA J., Mazurski K. R., Palucki A. & Potocka J. (eds.), Geoekologické problémy Krkonoš. Sborn. Mez. Věd. Konf. Opera Corcontica, 41: s. 111–123 s.
- JENÍK J. (1961): Alpínská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku . Nakl. ČSAV, Praha. 409 s.
- JENÍK, J., KOSINOVÁ-KUČEROVÁ, J. (1964): Příspěvek k poznání přírody Labského dolu v Krkonoších, Opera Corcontica 1, s. 77–88.
- KOCIÁNOVÁ, M., ŠTURSOVÁ, H. (2008): Jevy spojené s odtáváním sněhové pokrývky v tundrové zóně Krkonoš. Opera Corcontica 45: s. 13–34.
- Kolektiv autorů, Všeobecná encyklopedie v osmi svazcích (1999):. 1. vyd. Praha : Diderot,. 8 svazků ISBN 80-902555-2-3.
- KUČERA, J. (2003): Minikin. Datalogger with embedded sensors - smart sensors. User's Manual. Environmental Measuring Systems, Brno.

- KWIATKOWSKI, J. (1982): Skutečné srážky v Krkonoších. Opera Concorctica 19, Praha, s. 45–64.
- LÍBALOVÁ, J. (1964): Krkonošský žulový masiv, Opera corcontica 1, s. 25–33.
- MACDONALD, A., M. (1977): Chambers Twentieth Century Dictionary, Edinburgh & London: Chambers, ISBN: 0550102264, s. 646.
- MAENO, N., NISHIMURA, K. (1979): Fluidization of snow. Cold Regions Science and Technology, 1(2): 109–120 s.
- MAENO, N., et al. (1994a): Growth rates of icicles. Journal of Glaciology, 40 (135): 319–326 s.
- MAENO, N., et al. (1994b): Bent icicles and spikes. Annals of glaciology, 19: 138–140 s.
- MAIER J. (2008): Untersuchung eines Eisfalls am Beispiel der „Kerze“ im Pinnistal, diplomová práce, školitel Univ. Ass. Dr. Friedrich Obleitner, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 201 s.
- MAKKONEN, L. (1988): A model of icicle growth, Journal of Glaciology, 34, č. 116, s. 64–70.
- MAKKONEN, L. (2000): Models for the growth of rime, glaze, icicles and wet snow on structures, Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 2000 358, doi: 10.1098/rsta.2000.0690, 29 s.
- MATTE, P. (2001): The Variscan collage and orogeny (480 ± 290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review". Terra Nova 13, s. 122–128.
- MARTINKOVÁ, S. (2012): Krystalizace vody v podchlazených roztocích cukrů. Bakalářská práce. Katedra fyzikální chemie. Fakulta chemicko-technologická, Pardubice, 45 s.
- MAYKUT, G. A. (1986): The surface heat and mass balance." The geophysics of sea ice. Springer US, s. 395–463.
- METELKA, L., MRKVICA, Z., HALÁSOVÁ, O. (2007): Podnebí. In: Flousek, J. et al.,: Krkonoše– příroda, historie, život. Baset, Praha, s. 147 – 154.

- MIGOŇ, P., PILOUS, V. (2007): Geomorfologie. In: Flousek, J. a kol.,: Krkonoše – příroda, historie, život. Baset, Praha, s. 103 – 124.
- MIKULÁŠEK, R. (2010): Ledové Čechy, 1. vydání, Academia, Praha, 291 s.
- MILLER, F., P., VANDOME, A., F., MCBREWSTE, J. (2010): Ice Climbing: Climbing, Waterfall, Mixed Climbing, Icefall, Rock Climbing, Glacier, Ice Axe, Alphascript Publishing, ISBN: 6130642768, 72 s.
- MONTAGNAT M., a kol. (2010): Waterfall ice: formation, structure and evolution, Journal of Glaciology, 56, Č. 196, s. 255–234.
- NYE, J., F., (1959): The deformation of a glacier below an ice fall. Journal of Glaciology, 3(25): s. 386-408.
- OGAWA, N., FURUKAWA, Y. (2002): Surface instability of icicles. Physical Review E, 66(4): 041202.
- PELETA, O. (2001): Novela názvosloví organické chemie – přehled změn. Chemické listy, Vysoká škola chemicko-technologická, Praha, s. 650–690.
- PILOUS, V. (1989): Geomorfologie vodopádů Labského a Obřího dolu v Krkonoších, Opera corcontica 26, s. 5–49.
- PILOUS, V. (2007a): Horopis In: Flousek, J. a kol.,: Krkonoše – příroda, historie, život. Baset, Praha, s. 19 –28.
- PILOUS, V. (2007b): Geografické vymezení In: Flousek, J. a kol.,: Krkonoše – příroda, historie, život. Baset, Praha, s. 13 –18.
- PILOUS, V. (2009): Vodopády Krkonoš, In: Krkonoše a Jizerské hory, Správa Krkonošského národního parku, 2009/1, s. 22–25.
- PODRÁZKÝ, V., VACEK, S., MIKESKA, M., BOČEK, M. (2007): Stav a vývoj půd v bilaterální Biosférické rezervaci Krkonoše/Karkonosze. – In: ŠTURSA, J., KNAPIK, R. (eds), Geoekologické problémy Krkonoš. Sborn. Mez. Věd. Konf., říjen 2006, Svoboda n. Úpou. Opera Corcontica, 44/1, s. 129–139.

POST, A., LACHAPELLE, E., R. (2000): Glacier Ice (Revised ed.). Seattle: University of Washington Press. ISBN 0-295-97910-0, 145 s.

PETZOLD, G., AGUILERA, J., M. (2009): Ice Morphology: Fundamentals and Technological Applications in Foods, Food Biophysics, 4, č. 4, s. 378–396.

QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Geografický ústav ČSAV, Brno, 82 s.

REJCHRT, M. (2002): Základní geologická mapa České republiky s vysvětlivkami 1: 25 000, list 03-412 Špindlerův Mlýn, Česká geologická služba. Praha.

ŘEZÁČ, J. (2009): Vliv zmrazení na těsto na pečivo (II.). Pekař cukrář, roč. IXX, č. 5, s. 10–11.

ŠEBESTA, J. (1978): Sněhová pole na české straně Krkonoš. In: Opera corcontica 15, Praha, s. 15–49.

ŠEBESTA, J., TREML, V. (1976): Glacigenní a nivační modelace údolí a údolních uzávěrů Krkonoš. In: Opera corcontica 13, Praha, s. 7–44.

SEKYRA J. (1964): Kvartérně geologické a geomorfologické problémy krkonošského krystalinika, Opera corcontica 1, s. 7–24.

SCHOHL G.A., ETTEMA, R., (1990): Two-Dimensional Spreading and Thickening of Aufeis, Journal of Glaciology, Volume 36, Number 123, s. 169–178.

SCHÖFFL V., a kol. (2009): Injury-risk evaluation in water ice climbing, Medicina Sportiva 13 (4), s. 210–218.

SKÁCELOVÁ, Z., ŽÁČEK, V. (2007): Přirozená radioaktivita horninového podloží v oblasti Krkonošského národního parku. – In: ŠTURSA J., KNAPIK, R., (eds), Geoekologické problémy Krkonoš. Sborn. Mez. Věd. Konf., říjen 2006, Svoboda n. Úpou. Opera Corcontica, 44/1, s. 55–60.

SINGH, V., P., SINGH, P., HARITASHYA U., K. (2011): Encyclopedia of Earth Sciences Series: Encyclopedia of snow, ice and glaciers, ISBN: 978-90-481-2641-5, 1253 s., s. 628.

- ŠOUREK, J. (1969): Květena Krkonoš. In: Příroda Krkonošského národního parku, Státní zemědělské nakladatelství Praha, s.119–154.
- SPUSTA, V., sen., SPUSTA, V., jun., KOCIÁNOVÁ, M. (2003): Ukládání sněhu na závětrných svazích české strany Krkonoš (Tundrová zóna). In: Opera concortica 40, Praha, s. 87–104.
- STICKLER, M., ALFREDSEN, K.,T. (2009): Anchor ice formation in streams: a field study. *Hydrological Processes*, 23(16): s. 2307-2315.
- SZILDER, K., LOZOWSKI, E.P. (1994): An analytical model form icicle growth. *Annals of glaciology*, 19: 141-145.
- SZILDER, K., LOZOWSKI, E., P. (2000): Numerical simulations of pendant ice formations. *Cold Regions Science and Technology*, 31, s. 1–11.
- TOMÁŠEK, M., ZUSKA, V. (1983): Půdní poměry. In: Krkonošský národní park. SZN, Praha, s. 59–62.
- TREML, V. (1972): Pleistocenní modelace Krkonoš: se zřetelem k systému Labe. Diplomová práce Praha,. Vedoucí práce Josef Sekyra. 109 s
- TREML, V., KŘÍŽEK, M., ENGEL, Z. (2005): Strukturní půdy Vysokých Sudet – rozšíření,aktivita. In: Geomorfologický sborník, ČAG, JČU, České Budějovice, č. 4, s. 149–153.
- UENO, K. (2003): Pattern formation in crystal growth under parabolic shear flow. *Physical Review E*, 68(2): 021603.
- UENO, K. (2004) Pattern formation in crystal growth under parabolic shear flow. II. *Physical Review E*, 69(5): 051604.
- UENO, K. (2007) Characteris of the wavelength of ripples on icicles. *Physics of Fluids*, 19(9): 093602-093610.
- Uživatelský manuál (2016): FARO Focus3D X 130 HDR: The Imaging Laser Scanner, FARO Technologies Inc.

WEISS, J., a kol. (2011): Waterfall ice: mechanical stability of vertical structures, *Journal of Glaciology*, 57, Č. 203. s. 407–415.

WILKS, D. S. (2011): *Statistical methods in atmospheric sciences*. 2. vydání, , Amsterdam: Wlsevier Academis Press, ISBN 978-0-12-751966-1, 627 s.

WOOLDRIDGE, S. W.; MORGAN, R. S. (1959): *An outline of geomorphology: the physical basis of geography*. 1937. 332 s.

YOUNG, G.J., (1981): The mass balance of Peyto Glacier, Alberta, Canada, 1965 to 1978. *Arctic and Alpine Research*, 13(3): s. 307–318.

8.2. Elektronické informační zdroje

CRHOVÁ, L. (2016): Únor 2016 a zima 2015/2016 na území ČR, [online], Informační stránky Českého hydrometeorologického ústavu, [cit. 2016-07-20]. Dostupné z: < <http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1457618421> >

FÁREK, V. (2012): Mrazové jevy v Českém Švýcarsku, [online], [cit. 2016-03-15]. Dostupné z: < <http://chmuul.org/aktuality/2012-02-mrazove-jevy-ceskosaske-svycarsko//>>

"glacier". *Encyclopædia Britannica* (2016): *Encyclopædia Britannica Online*. Encyclopædia Britannica Inc., [cit. 2016-06-11]. Dostupné z: <<https://www.britannica.com/.Mountain-glaciers>>.

HACK, V., (2014): The Giant Helmcken Falls, [online], [cit. 2016-06-13]. Dostupné z: < <http://www.gizmodo.com.au/2014/02/these-extraordinary-photos-by-viktoria-haack-and-jaclyn-tanemura-show-the-helmcken-falls-a-463-foot//>>

HYNČICA, M. (2016a): Září 2015 v Královéhradeckém a Pardubickém kraji, [online], Informační stránky Českého hydrometeorologického ústavu, [cit. 2016-07-20]. Dostupné z: <<http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1445500034>>

HYNČICA, M. (2016b): Říjen 2015 v Královéhradeckém a Pardubickém kraji, [online], Informační stránky Českého hydrometeorologického ústavu, [cit. 2016-07-20]. Dostupné z: <<http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1447403806>>

HYNČICA, M. (2016c): Listopad 2015 v Královéhradeckém a Pardubickém kraji, [online], Informační stránky Českého hydrometeorologického ústavu, [cit. 2016-07-20]. Dostupné z: <<http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1450258939>>

HYNČICA, M. (2016d): Prosinec 2015 v Královéhradeckém a Pardubickém kraji, [online], Informační stránky Českého hydrometeorologického ústavu, [cit. 2016-07-20]. Dostupné z: <<http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1452771532>>

HYNČICA, M. (2016e): Leden 2016 v Královéhradeckém a Pardubickém kraji, [online], Informační stránky Českého hydrometeorologického ústavu, [cit. 2016-07-20]. Dostupné z: <<http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1455601830>>

HYNČICA, M. (2016f): Únor 2016 v Královéhradeckém a Pardubickém kraji, [online], Informační stránky Českého hydrometeorologického ústavu, [cit. 2016-07-20]. Dostupné z: <<http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1457677511>>

HYNČICA, M. (2016g): Březen 2016 v Královéhradeckém a Pardubickém kraji, [online], Informační stránky Českého hydrometeorologického ústavu, [cit. 2016-07-20]. Dostupné z: <<http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1460628639>>

HYNČICA, M. (2016h): Duben 2016 v Královéhradeckém a Pardubickém kraji, [online], Informační stránky Českého hydrometeorologického ústavu, [cit. 2016-07-20]. Dostupné z: <<http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1463116360>>

CHAPLIN, M. (2014): Water structure and science, [online], London South bank University [cit. 2016-07-11]. Dostupné z: <<http://www1.lsbn.ac.uk/water/>>

JINDRA, J. (2014): Krystalizace. Výukový text, Oddělení fyziky, Fakulta pedagogická, Západočeská univerzita [online], [cit. 2016-03-15]. Dostupné z: <<http://kof.zcu.cz/vusc/pg/termo09/thermodynamics/phase/phase2.htm>>

MACAMERAESPION (2016): Camera chasse vision de nuit passif, obrázek, [online], [cit. 2016-06-13] < http://www.macameraespion.com/6063-thickbox_default/camera-chasse-vision-de-nuit-passif.jpg/>

OVESNÁ, P., (2012): Univerzální aplikace pro výpočet plochy pixelů zvolené barvy v obraze, Masarykova univerzita, Ústav experimentální biologie, [online], [cit. 2016-06-10].

Dostupné z: <<http://www.chempoint.cz/univerzalni-aplikace-pro-vypocet-plochy-pixelu-zvolene-barvy-v-obraze-1331540522>>

REICHL J., VŠETIČKA M., (2016) Encyklopedie fyziky, [online], [cit. 2016-06-10]. Dostupné z: <<http://fyzika.jreichl.com/>>

TUTTLE, K., (2009): SLAC Researchers Reveal the Dance of Water, [online], tisková zpráva, 8/11, [cit. 2016-04-11]. Dostupné z: <<http://home.slac.stanford.edu/pressreleases/pdf/20090811.pdf>>

TOLASZ, R. (2015): Počasí, podnebí, voda a kvalita ovzduší v ČR v roce 2015 – vybrané události, [online], Informační stránky Českého hydrometeorologického ústavu, [cit. 2016-07-20]. Dostupné z: <<http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1452682916>>

SOUČEK, J., (2010): Borovice kleč, portrét otužilé bojovnice, časopis Krkonoše a Jizerské hory 2010/06, [online], [cit. 2016-05-15]. Dostupné z: <http://krkonose.krnep.cz/index.php?option=com_content&task=view&id=10939&Itemid=34>

Uživatelský manuál (2015): Model: SL1008 - IR, Ekoplanet, dostupné online z: <<http://www.elkov.cz/klientska-zona/navody/ecoplanet-s-r-o/19911/>>

8.3. Datové zdroje

KRNAP: Digitální model terénu 2012, Ortofoto 2012

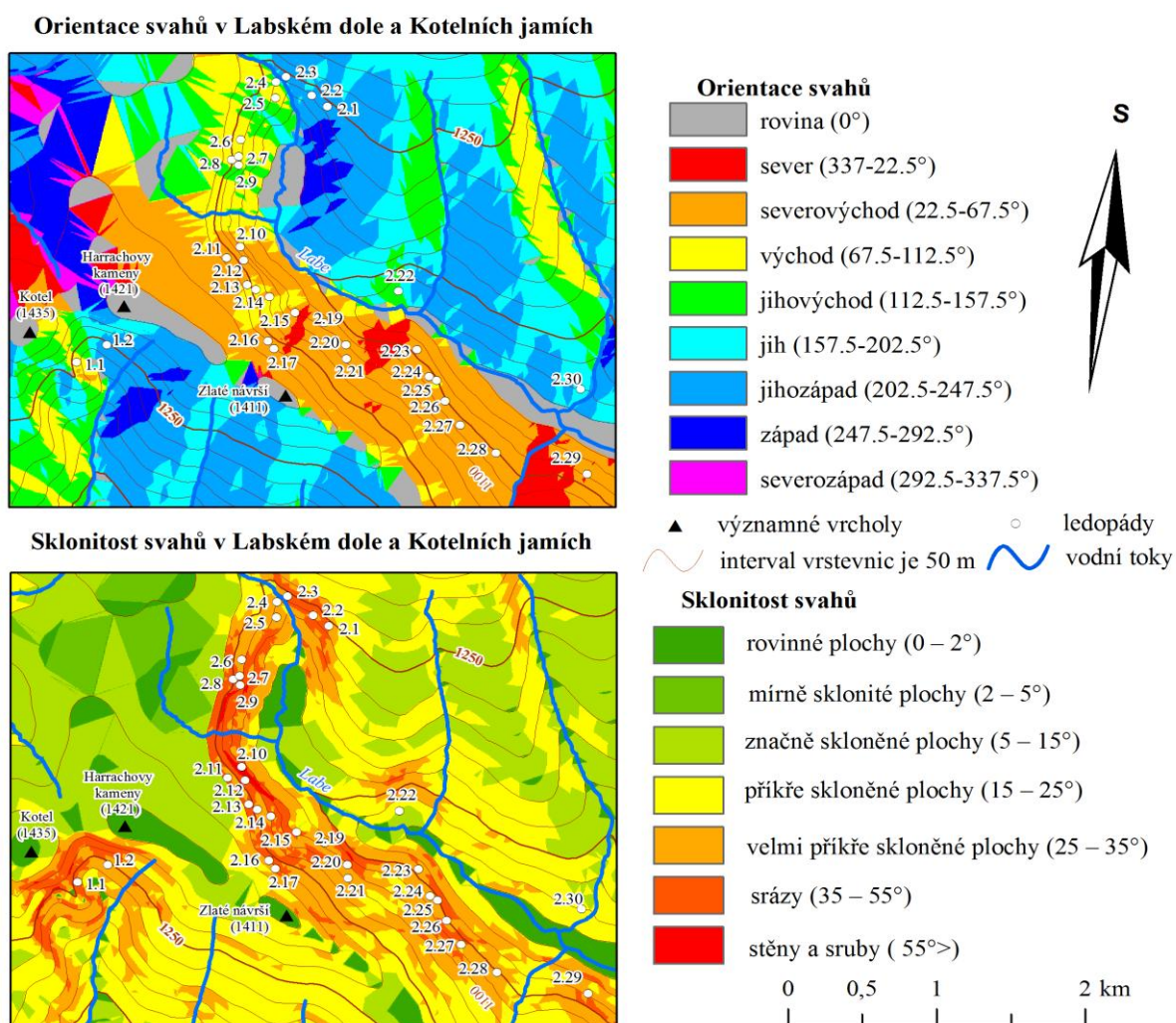
ŠVEC, M. (2014): Lokality ledopádů v Krkonoších

Seznam příloh

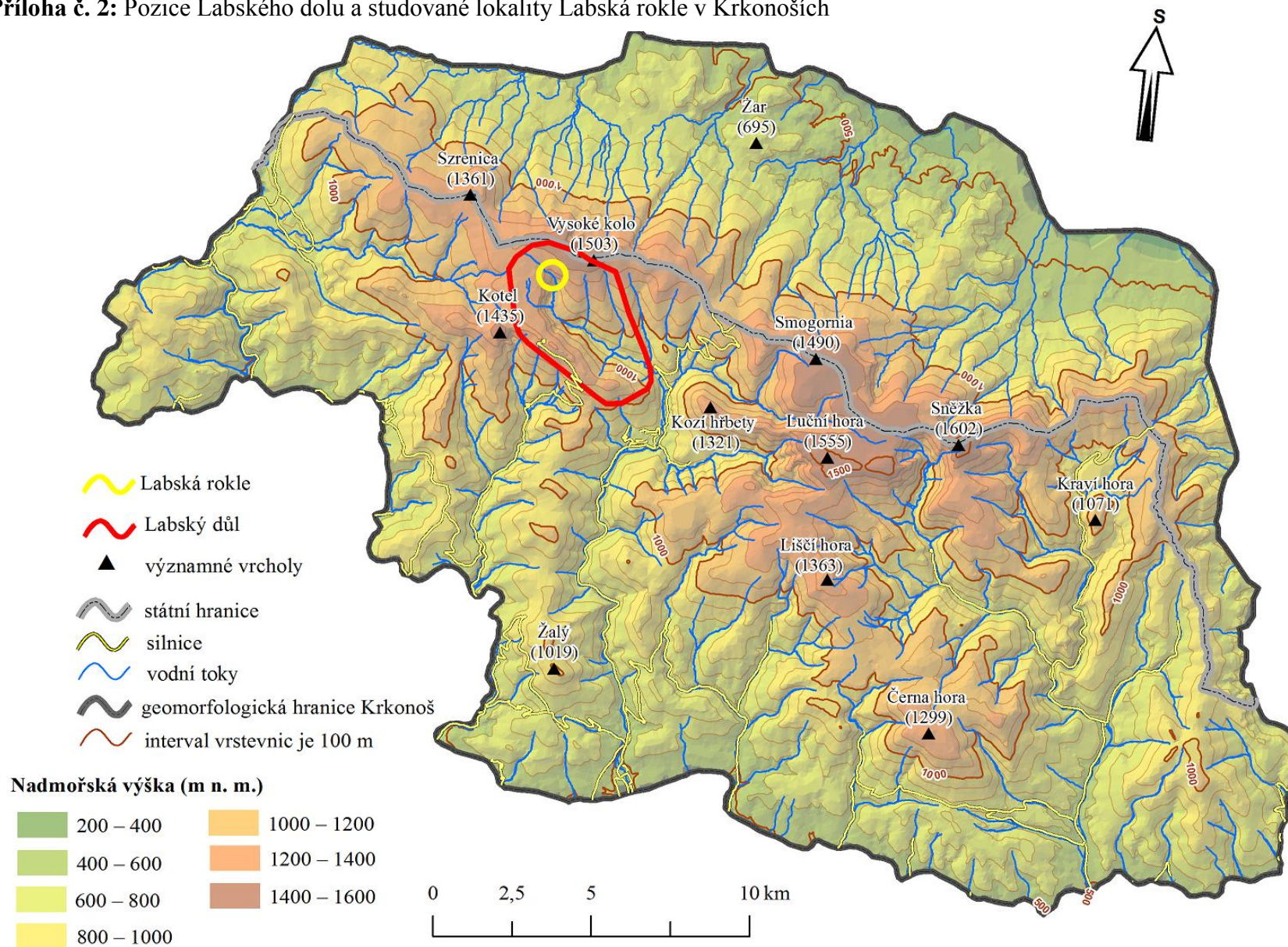
Příloha č. 1: Pozice Labského dolu a studované lokality Labská rokle v Krkonoších.....	94
Příloha č. 2: Ledopády v Labském dole, sklon a orientace svahů.....	93
Příloha č. 3: Graf vývoje délky dne v průběhu roku	98
Příloha č. 4: Tabulka charakteristik ledopádů v Krkonoších	95
Příloha č. 5: Vývoj objemu ledopádu Degli Specchi (Chiesa, Valmalenco, Italy) v zimě 2001/02	99
Příloha č. 6: Vývoj objemu ledopádu Shiva Ligam 2008/09 (Glacier d'Argentiére) v zimě 2008/09	99
Příloha č. 7: Vývoj objemu ledopádu Kerze v roce 2003/04 (Pinnistal, Stubaiské Alpy).....	100
Příloha č. 8: Srovnání vlhkosti vzduchu a objemu ledopádu v oblasti Pinnistal, Alpy.....	100

9. Přílohy

Příloha č. 1: Ledopády v Labském dole, sklon a orientace svahů (ŠVEC M., 2014)



Příloha č. 2: Pozice Labského dolu a studované lokality Labská rokle v Krkonoších



Příloha č. 3: Tabulka charakteristik ledopádů v Krkonoších (ŠVEC M., 2014)

O.-označení ledopádu, Z. d.-zeměpisná délka, Z. š.- zeměpisná šířka, l- výška ledopádu, N. v.- nadmořská výška, S. o.-sklon okolních svahů, R. v. č.- relativní výšková členitost, O. l.- orientace ledopádu

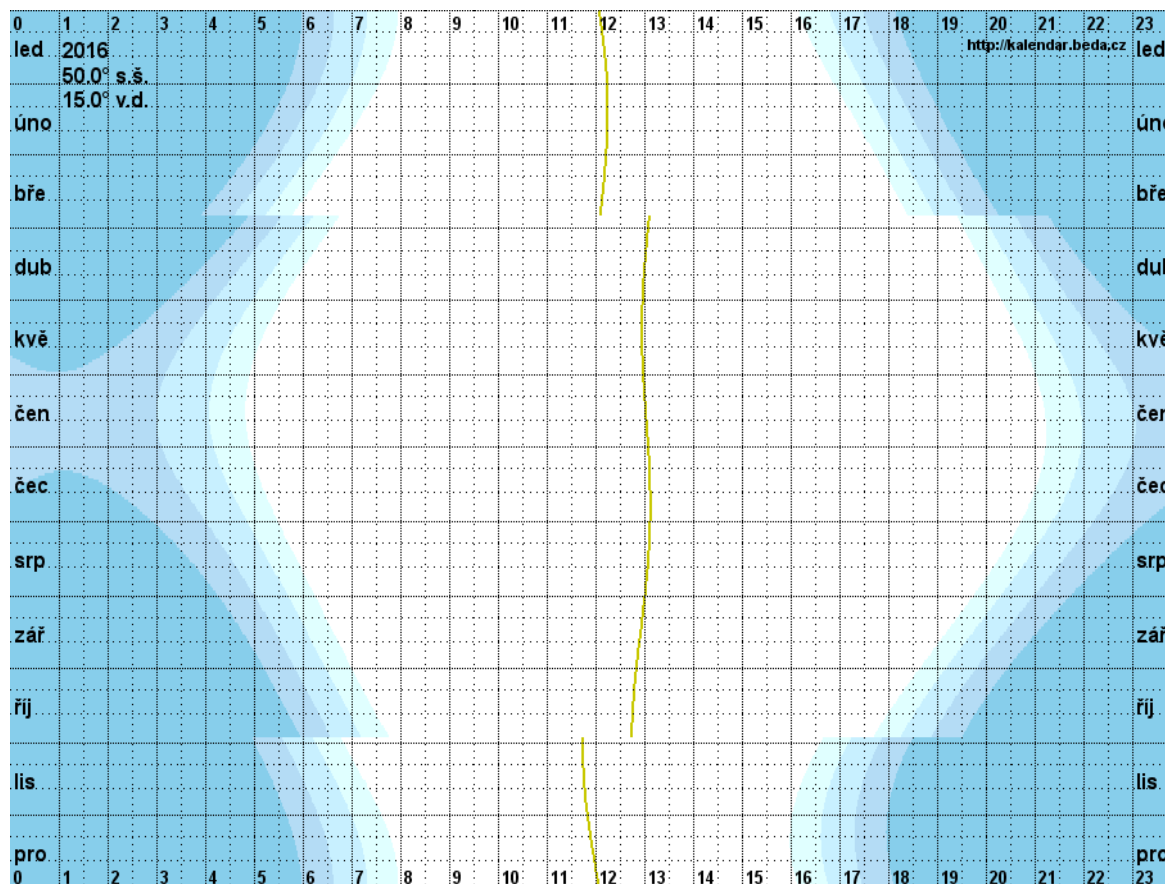
<u>Název</u>	<u>O.</u>	<u>Z.d</u>	<u>Z.š.</u>	<u>š.l.</u>	<u>l</u>	<u>N. v.</u>	<u>S.o.</u>	<u>R.v.č.</u>	<u>o.l.</u>	<u>Typ</u>	<u>Charakteristika</u>
<i>Jednotky</i>	-	°	°	<i>m</i>	<i>m</i>	<i>m n. m.</i>	°	<i>m</i>	°	-	-
Mala Labská rokle-V	2.1	50.770395	15.554425	7	10	1241	28	624	225	a,b	Menší ledopád na pravé straně Malé Labské rokle. Složený ze dvou svislých stupňů.
Mala Labská rokle-Z	2.2	50.770032	15.553210	10	17	1221	29	624	219	a,b	Menší téměř svislý ledopád na pravé straně Malé Labské rokle
Labský ledopád-levý	2.3	50.769864	15.551399	25	32	1211	23	633	185	b,c	Nachází se na levé straně toku Labe, v Labské rokli. Jedná se o žulovou stěnu protkanou několika ledopády, výjimečně spojené. Dominantní je hlavní dvoustupňový ledopád s dvěma svislými stupni- 13+19 m
Labský ledopád-pravý	2.4	50.770512	15.54943	40	30	1210	23	627	185	a,b	Ledopád lokalizovaný přímo naproti 2.3. Celkově spíše svislý, ale složený ze spousty různě velkých stupňů.
u Labského ledopádu	2.5	50.769766	15.549784	4	11	1162	22	622	163	a	Malý svislý ledopád těsně vedle turistické značky vedoucí na Labskou boudu.
Navorská jáma-severnější	2.6	50.767055	15.548299	20	39	1189	34	616	102	a,b,c	Navorská jáma se nachází hned vedle Labské rokle. Ledopád začíná krátkým plotnovým ledem, který přechází v svislý stupeň a pokračuje zase plotnou o nízkém sklonu, která za malých sněhových podmínek zamrzá.
Navorská jáma střední	2.7	50.765997	15.548315	3	10	1181	37	613	107	b,c	Úzký ledopád svisle stékající uprostřed skalní římsy.
Navorská jáma malý JZ	2.9	50.765425	15.548446	5	11	1171	37	611	107	a,b	Malý ledopád složený ze dvou svislých stupňů.

Název	O.	Z.d	Z.š.	š.l.	l	N. v.	S.o.	R.v.č.	o.l.	Typ	Charakteristika
S od Hančova žlebu	2.10	50.760088	15.548017	10	18	1240	39	598	55	a,b	Ledopád na téměř svislé stěně přecházející ve stále prudkou ledovou plotnu.
Hančův žleb	2.11	50.759288	15.546828	15 15	100	1311	26	596	54	a,b	Lokalita je rozčleněná několika žulovými lavicemi a stupni. Stěnou protéká malý proud vody, který hojně zásobuje většinu skalní plochy vodou. V zimě se zde tvoří mohutný ledopád (HALDA, 2011)
Pod Krakonošovou hlavou	2.12	50.759261	15.548502	30	100	1267	39	596	55	a	Souvislá plotna s množstvím stupňů. V sněhově bohatých zimách pod vrstvou sněhu.
Jestřábi skály, JV od Krakonošovy hlavy	2.13	50.757771	15.549135	16	20	1308	24	592	68	a,b	Východně od skály Krakonošova hlava. Jedná se o položený led většího sklonu. Ve východní části se nachází poměrně úzký ledopád složený z dvou svislých stupňů.
Ledový žlábek	2.14	50.75751	15.549993	5	5	1290	24	592	68	c	Několik ledopádů menších rozměrů.
U Vrbatova žlebu	2.15	50.757154	15.551372	7	40	1243	34	593	72	a,b,c	Dlouhý nepřilíš široký ledopád spadající po skalních stupních do Vrbatova žlebu. Led není moc prudký, ale s svislými úseky.
Harrachova jáma Z část	2.16	50.754527	15.550718	160	70	1351	19	584	52	a,b,c, d,e	Na této velmi široké ploše se nachází většina typů ledových útvarů. Od několika metrových kaskád, svislých ledových stěn, různě ukloněných ploten až po volně visící stalagmity.
Harrachova jáma V část	2.17	50.754975	15.550025	130	70	1354	19	586	52	a,b,c	Východní část obsahuje také velkou masu ledu, ale je méně svislá. Jde spíše o prudší plotnu s několika metrovým svislým stupněm v horní části (není v celé šířce).
Mala lavina-horní část	2.18	50.755396	15.554922	30	40	1156	31	593	50	a,b	Téměř svislá skalní stěna přecházející v méně sklonitý svah.
Mala lavina-spodní část	2.19	50.755925	15.556809	60	40	1127	30	597	37	a	Plotnový led, který je často z části pokrytý vrstvou sněhu.

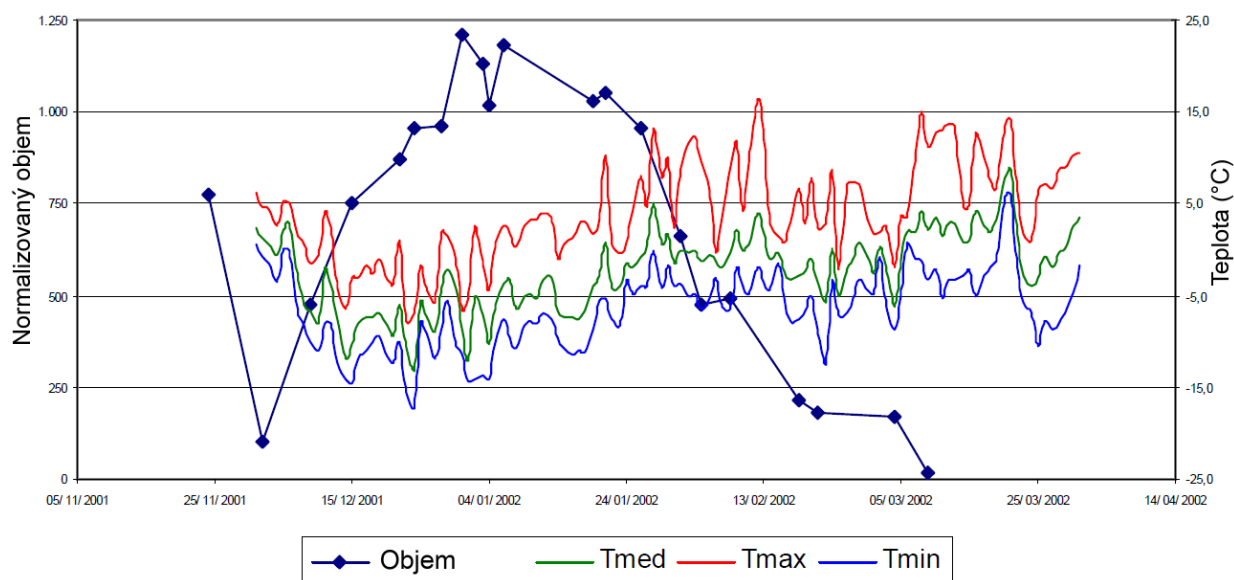
<u>Název</u>	<u>O.</u>	<u>Z.d</u>	<u>Z.š.</u>	<u>š.l.</u>	<u>l</u>	<u>N. v.</u>	<u>S.o.</u>	<u>R.v.č.</u>	<u>o.l.</u>	<u>Typ</u>	<u>Charakteristika</u>
Velká Lavina-V	2.21	50.7533156,	15.5605125	100	100	1200	31	606	54	a,b,c	Malý svislý ledopád s jedním stupněm přecházející v méně sklonitý led.
u Pudlavy	2.22	50.758457	15.563484	5	32	934	12	610	157	b	Jeden z mála ledopádů v Labském dole nacházející se po levé straně řeky. Díky jižní expozice náročnější na podmínky pro zámrz. Ledopád se vytváří na skalce ve dvou stupních 17 + 15 m.
Bud' fit	2.23	50.754928	15.565973	100	34	1014	27	613	32	b,c	Na pravém břehu Labe naproti soutoku s Pudlavou a konci asfaltové cesty Bud' Fit. V celé šířce skalní stěny se nachází několik ledopádů oddělených mezi s sebou skalními výčnělky. Ledopád je téměř všude velmi svislý, bez výrazných stupňů. Jedná se o jediný ledopád v Krkonoších, kde je povolena horolezecká činnost.
150m J od steny Bud' fit	2.24	50.753315	15.567438	38	53	1061	31	616	53	a,b	Velmi rozvětvený ledopád, s několika stupni a rameny. Jen malé části jsou svislé, většina má spíše položený charakter.
250m JV od steny Bud' fit	2.25	50.753122	15.568205	48	40	1046	31	621	53	a,b	Rozvětvený ledopád, velmi příkrý, částečně je stupňovitý.
žlábek S od Ploten u Fitky	2.26	50.751898	15.569268	10	23	1057	33	625	54	a,b	Malý skalní žlábek s kaskádovitým ledopádem spíše menšího sklonu.
Plotny za Fitkou	2.27	50.750495	15.570973	100	20	1077	31	632	51	a	Množství ploten spojených v horní části. Ojediněle se nachází malé svislé stupně. Z ploten vytékají dva malé potoky, které za nízkých sněhových podmínek zamrzají.
Liniový led	2.28	50.749002	15.574686	120	4	1043	27	645	48	c,d,e	Ledopád na širokém skalním stupni s malou výškou. Částečně je skála převislá, díky čemuž vznikají ledové jeskyně s různými tvary uvnitř.

<u>Název</u>	<u>O.</u>	<u>Z.d</u>	<u>Z.š.</u>	<u>š.l.</u>	<u>l</u>	<u>N. v.</u>	<u>S.o.</u>	<u>R.v.č.</u>	<u>o.l.</u>	<u>Typ</u>	<u>Charakteristika</u>
U Dvorského potoka	2.30	50.753136	15.583587	5	13	876	12	626	207	a,c	Poměrně malý, ale místy téměř svislý ledopád v blízkosti vodopádů Dvorského potoka.

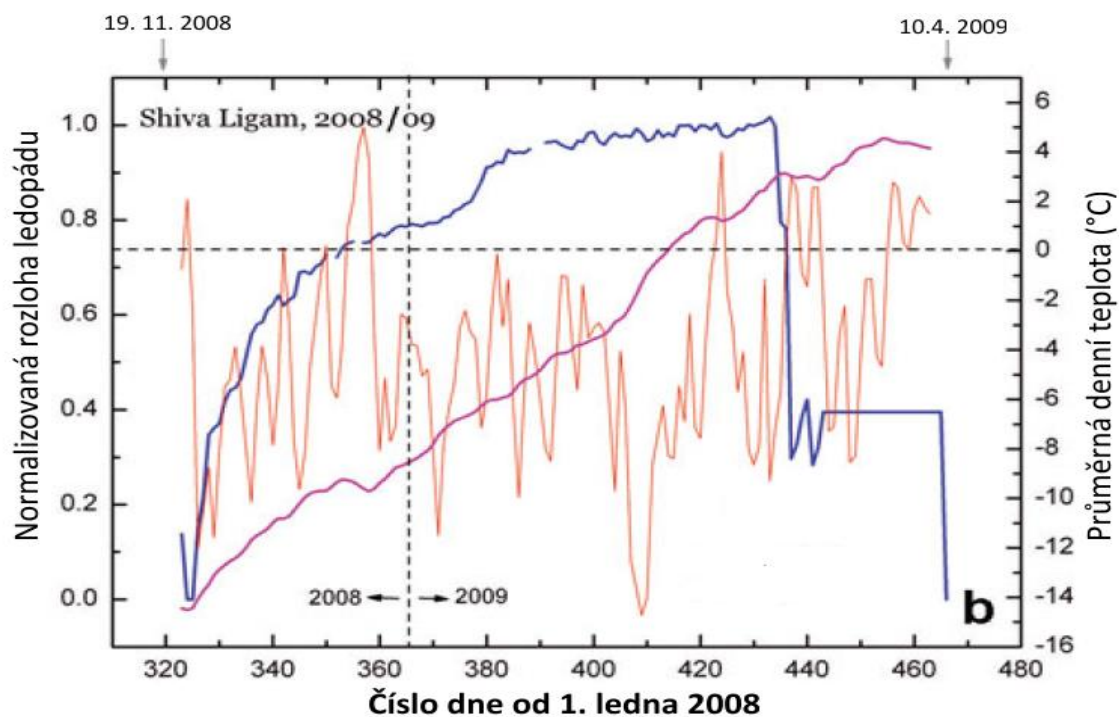
Příloha č. 4: Graf vývoje délky dne v průběhu roku (REICHL J., VŠETIČKA M., 2016)



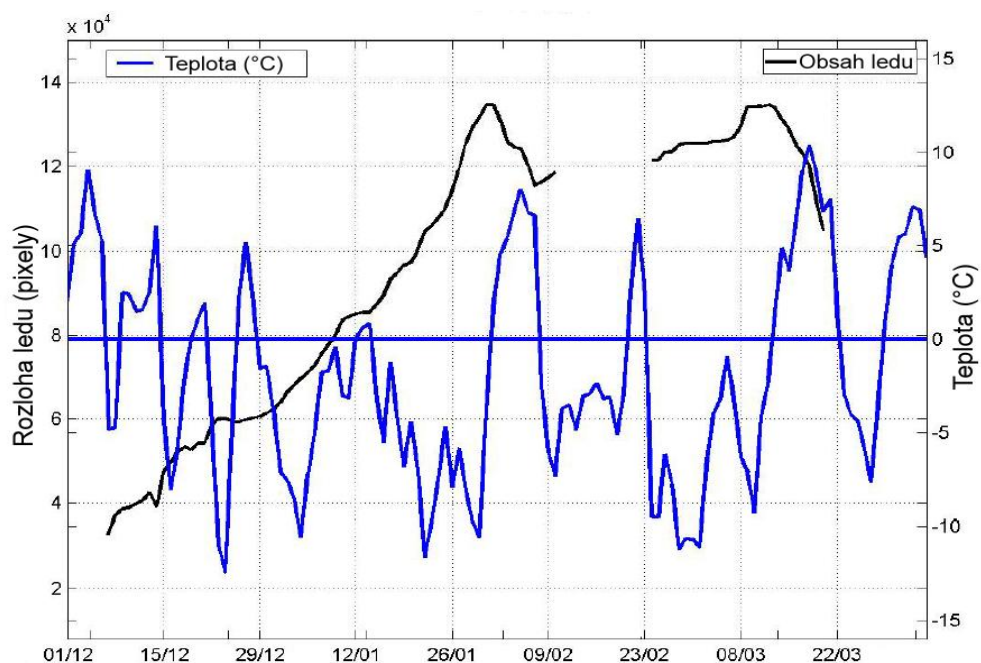
Příloha č. 5: Vývoj objemu ledopádu Degli Specchi (Chiesa, Valmalenco, Italy) v zimě 2001/02 (upraveno na základě BIANCHI A., 2004)



Příloha č. 6: Vývoj objemu ledopádu Shiva Ligam 2008/09 (Glacier d'Argentière) v zimě 2008/09 (upraveno na základě MONTAGNAT M. 2010)



Příloha č. 7: Vývoj objemu ledopádu Kerze v roce 2003/04 (Pinnistal, Stubaiské Alpy)
(upraveno na základě MAIER J., 2008)



Příloha č. 8: Srovnání vlhkosti vzduchu a objemu ledopádu v oblasti Pinnistal, Alpy
(upraveno na základě MAIR J., 2008)

